

INFORMATION REPORT INFORMATION REPORT

CENTRAL INTELLIGENCE AGENCY

This material contains information affecting the National Defense of the United States within the meaning of the Espionage Laws, Title 18, U.S.C. Secs. 793 and 794, the transmission or revelation of which in any manner to an unauthorized person is prohibited by law.

C-O-N-F-I-D-E-N-T-I-A-L

COUNTRY	USSR	REPORT	
SUBJECT	Russian-Language Publication on the Arctic and Antarctic	DATE DISTR.	28 March 1960
		NO. PAGES	1 25X1
		REFERENCES	RD
DATE OF INFO.			25X1
PLACE & DATE ACQ.			

SOURCE EVALUATIONS ARE DEFINITIVE. APPRAISAL OF CONTENT IS TENTATIVE.

1. A Soviet publication, Problemy Arktiki i Antarktiki (Problems of the Arctic and Antarctic), No. 1, 1959, of the Arctic and Antarctic Scientific Research Institute, published by Morskoy Transport, Leningrad. The articles in the publication are concerned primarily with geological and hydro-logical work conducted in the polar regions. 25X1
2. When separated from the covering report, the attachment may be considered UNCLASSIFIED. 25X1

25X1

C-O-N-F-I-D-E-N-T-I-A-L

25X1

STATE	X	ARMY	X	NAVY	X	AIR	X	NSA	X	FBI		NIC	X	
-------	---	------	---	------	---	-----	---	-----	---	-----	--	-----	---	--

(Note: Washington distribution indicated by "X"; Field distribution by "#".)

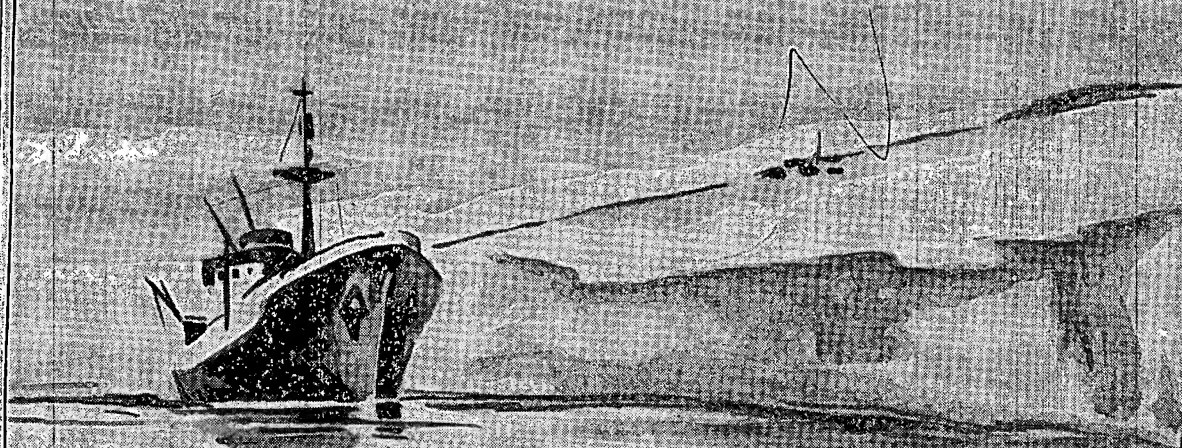
INFORMATION REPORT INFORMATION REPORT



ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

ВЫПУСК 1



ИЗДАТЕЛЬСТВО МОРСКОЙ ТРАНСПОРТ

ЛЕНИНГРАД 1959

АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЛАВНОГО УПРАВЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО ПУТИ
МИНИСТЕРСТВА МОРСКОГО ФЛОТА СССР

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

ВЫПУСК 1

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МОРСКОЙ ТРАНСПОРТ»
ЛЕНИНГРАД 1959

Ответственный редактор

В. В. Фролов

Редакционная коллегия:

Л. Л. Балакиш, А. А. Гирс, П. А. Гордиенко (зам. отв. редактора),

И. М. Долгин, Л. Г. Каплинская, А. А. Кириллов, Е. С. Короткевич,

В. В. Лавров, И. В. Максимов, А. И. Оль,

И. И. Позняк, Б. В. Фелисов

ААНИИ

Проблемы Арктики и Антарктики, Сборник статей, вып. 1

Техн. редактор *Л. П. Дрожжина.*

Корректор *Л. Д. Гурылева*

М-24412. Сдано в производство 4/VI 1959 г. Подписано к печати 17/IX 1959 г.
Бумага 70×108¹/₁₆=5,31 бум. л. Усл. печ. л. 10,62. Физ. печ. л. 7,75. Уч.-изд. л. 9,38.
Изд. № НТ/Л—358. Тираж 500 экз. Цена 6 р. 60 к. Заказ № 835.

7-я типография издательства «Морской транспорт». Ленинград, ул. К. Заслонова, 30.

СОДЕРЖАНИЕ

Т. П. Морозова. Колебание южной границы многолетних льдов в море Лаптевых	5
Н. Ф. Кудрявцев. О воздействии течения на глубину погружения самописцев автономных станций	11
Л. Ю. Рыжиков. О роли турбулентности в переносе атмосферного вихря	25
Н. Н. Брызгин. К вопросу об альбедо поверхности дрейфующих льдов	33
И. О. Константинов. Суточные вариации интенсивности космических лучей в бухте Тихой	41
А. В. Янес. О расчете тепловых потоков в ледяном покрове	49
Г. Н. Яковлев. Тепловой поток испарения с поверхности ледяного покрова в Центральной Арктике	59
Ю. Л. Назинцев. Экспериментальное определение теплоемкости и температуропроводности морского льда	65
Ю. П. Доронин. К вопросу о нарастании морского льда	73
В. С. Лошилов. Использование аэрофотосъемки при ледовой разведке для определения средней толщины ледяного покрова	81
К. А. Сычев. Тепловой баланс деятельного слоя вечной мерзлоты в летний период	87
Е. С. Короткевич. Птицы Восточной Антарктиды	91

Заметки

В. А. Шамонтьев. Таблицы для введения инструментальных поправок в показания глубоководных опрокидывающихся термометров	109
Н. Ф. Кудрявцев. О точности измерения течений навигационным способом	116

Информация

Л. П. Куперов. Краткосрочное радиопрогнозирование на радиолинии о. Диксона — Москва в навигацию 1958 г.	119
М. П. Козлов. Зимне-весенние экспедиции Арктического и антарктического института в 1959 г.	—

Обзор литературы

З. С. Романович. «Арктическая библиография» Арктического института Северной Америки	121
---	-----

CONTENTS

✓ T. P. Morozova. Change of the southern limit of the Arctic pack in the Laptev Sea	5
✓ N. F. Kudryavtsev. On the current influence on the immersion depth of automatic station recorders	11
✓ L. U. Rizhakov. Role of turbulence in the transport of atmospheric eddy	25
✓ N. N. Bryazgin. To the problem of the albedo of the drifting ice surface	33
✓ I. O. Konstantinov. Diurnal variations of cosmic ray intensity in Tikhaya Bay	41
✓ A. V. Ianes. On the calculation of the heat currents in the ice cover	49
✓ G. N. Jakovlev. A thermal stream of evaporation from the surface of ice cover in Central Arctic	59
✓ U. L. Nazintsev. Experimental determination of the heat capacity and thermal conductivity of sea ice	65
✓ U. P. Doronin. To the problem of sea ice accretion	73
✓ V. S. Loshchilov. Use of air photography in ice reconnaissance for the determination of the cover mean thickness	81
K. A. Sychev. Heat balance of the active layer of permafrost in summer period	87
E. S. Korotkevich. Birds of East Antarctica	95

Notes

- V. A. Shamontyev. Tables of instrumental corrections for the readings of deep-sea reversing thermometers	109
N. F. Kudryavtsev. On the accuracy of measurement of currents by the navigational method	116

Informations

L. P. Kuperov. Short-term radio forecast on Moscow — Dikson Island line during the navigation 1958	119
M. P. Kozlov. Winter-spring expeditions of the Arctic and Antarctic Institute in 1959	—

Book Review

Z. S. Romanovich. «Arctic Bibliography» of the Arctic Institute of the North America	121
--	-----

Т. П. МОРОЗОВА

КОЛЕБАНИЕ ЮЖНОЙ ГРАНИЦЫ МНОГОЛЕТНИХ ЛЬДОВ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

Из многочисленных причин, с которыми связаны изменения ледовитости арктических морей, важную роль играет взаимодействие льдов окраинных морей со льдами Арктического бассейна. В связи с тем, что за последние годы фактические наблюдения по распределению многолетних льдов в северных широтах предоставляют ряд интересных данных, появилась возможность, хотя бы в первом приближении, рассмотреть влияние периодических перемещений старых льдов на формирование ледовых условий в арктических морях.

В основу настоящего исследования положены данные систематических наблюдений за границами многолетних льдов в различное время года за 12-летний период (1946—1958 гг.). Имеющиеся материалы хотя и ограничены, но интересны, так как позволяют пока качественно определить периоды преобладания выноса или приноса в море многолетних льдов. Одна из отличительных особенностей синоптических условий в районе моря Лаптевых заключается в том, что здесь наиболее четко проявляется взаимодействие атлантико-арктической депрессии с антициклональными областями над Арктическим бассейном (полярный антициклон) и над азиатским материком (сибирский антициклон). По данным В. Ю. Визе [1], разность географической широты смещений атлантико-арктической депрессии в районе моря Лаптевых достигает около 10° . Другой особенностью данного моря является то, что оно представляет собой широкий и открытый залив Арктического бассейна, поэтому ледообмен между морем Лаптевых и Арктическим бассейном не встречает каких-либо значительных препятствий.

Можно полагать, что распределение многолетних льдов в море Лаптевых находится в тесной зависимости от периодических изменений преобладающего дрейфа льдов в Северном Ледовитом океане. Очевидно, что значительным изменениям скорости и направления переносов льда в высоких широтах соответствуют определенные географические изменения в местоположении южной границы многолетних льдов.

Наблюдения в течение последних четырех лет показывают, что в море Лаптевых происходило весьма заметное и непрерывное опускание границы многолетних льдов к югу. Так, если в 1953—1954 гг. многолетние льды преимущественно находились в районе $83\text{--}84^\circ$ с. ш., то в 1955 г. их южная граница была отмечена на 82° параллели, а к 1956 г. она спустилась значительно к югу и наблюдалась уже в районе $78\text{--}79^\circ$ с. ш. Наиболее южного положения многолетние льды достигли к 1957 г., когда тяжелый паковый лед находился на $75\text{--}76^\circ$ с. ш. В общей сложности за эти годы опускание границы старых льдов составило

около 1000 км к югу со средней скоростью около 250—300 км в год. До сих пор полагали, что самой южной границей многолетних льдов в данном море (здесь берутся не отдельные вкрапления многолетних льдов, а зона их преобладания) является 79—80° с. ш. Однако ледовые условия 1957 г. показали, что это не совсем так и в отдельные годы старый лед достигает южных широт моря.

В 1957 г. только в течение четырех месяцев (с июня по октябрь) старые льды в западном и центральном районах моря спустились к югу на расстояние до 420 км.

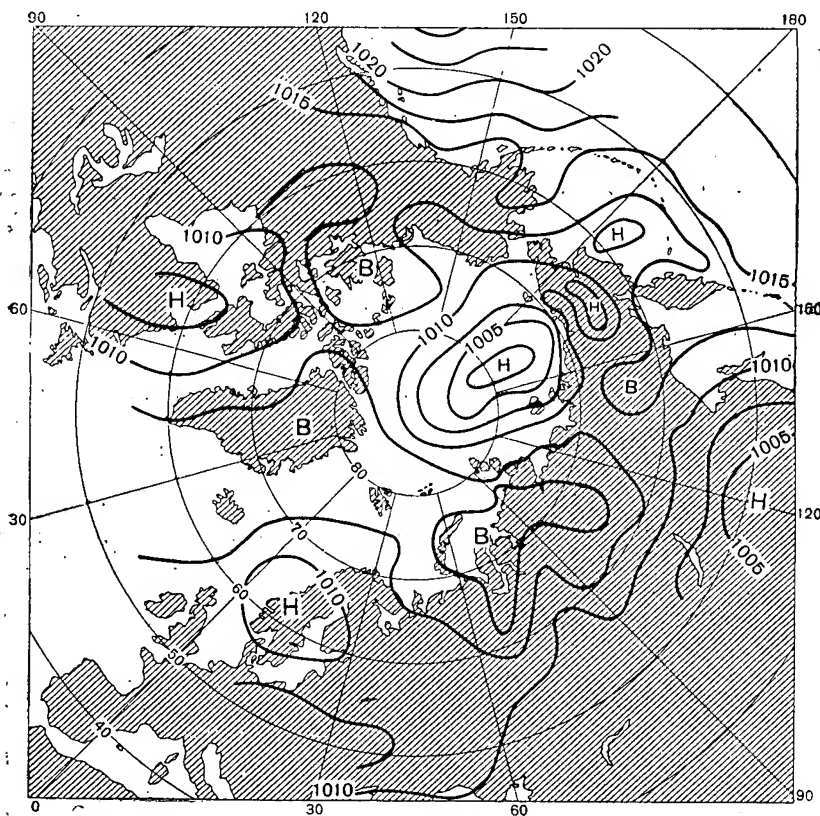


Рис. 1. Среднее распределение давления в июле — августе 1957 г.

Столь крайне южное положение границы многолетних льдов в навигационный период не имело места за рассматриваемый нами период наблюдений¹. В том же 1957 г. общая площадь льдов в море оказалась максимальной и аномалия средней ледовитости за навигацию достигла 35% от своей нормы (50%). Значительное опускание южной границы многолетних льдов в этом году явилось результатом формирования неблагоприятных синоптических условий, которые оказались весьма устойчивыми в течение всей навигации (рис. 1). Наличие к северо-востоку от Новосибирских островов в течение длительного времени центра циклоничности создало не только над морем Лаптевых, но и над всей западной частью Арктического бассейна преобладание северо-западных и северных воздушных потоков. Для моря Лаптевых они являются крайне неблагоприятными, поскольку определяют устойчивый дрейф льдов на юг. Выходы отдельных циклонов с запада, которые обычно

¹ К сожалению, данные о многолетних льдах в более ранние годы или вовсе отсутствуют, либо мало надежны.

линяют место в период очищения моря, в 1957 г. были малоэффективны и не могли перекрыть или даже существенно ослабить движения на юг всего ледяного потока. Положительная роль циклонов сказалась только в том, что они способствовали образованию локальных кратковременных разрежений вдоль Таймырского полуострова.

Нет сомнения, что неблагоприятные синоптические процессы лета явились решающим фактором в формировании столь тяжелых ледовых условий в море Лаптевых. Однако появление многолетних льдов в трассовой части моря было результатом неблагоприятных гидрометеорологических процессов не только одного года. Если мы обратимся

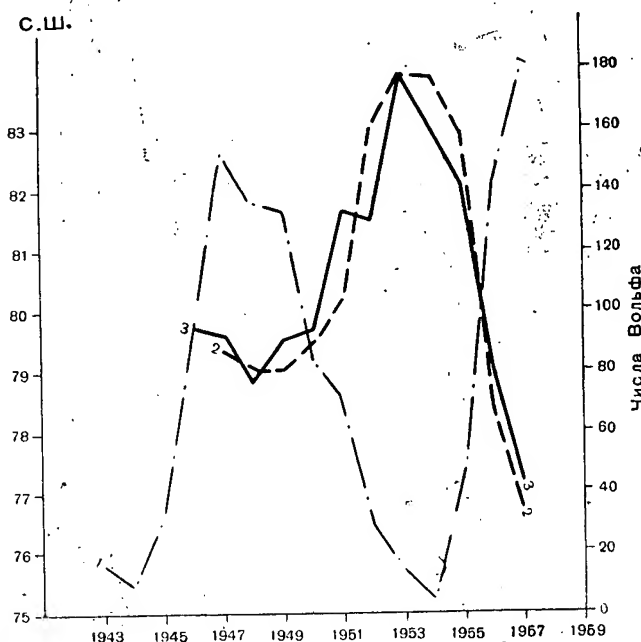


Рис. 2. Годовое число солнечных пятен и межгодовые перемещения многолетних льдов.

1 — числа Вольфа; 2 — положение границы по меридиану 125°;
3 — положение границы по меридиану 140°.

к данным предшествующих лет (рис. 2) и проследим перемещение южной границы многолетних льдов хотя бы по двум меридианам 125 и 140°, то оказывается, что опускание многолетних льдов в южные широты носило устойчивый характер. После отличающихся большой ледовитостью лет (1948 и 1949 гг.), когда южная граница многолетних льдов устойчиво удерживалась на широте 79—89°, началось заметное отступление границы к северу. Это обстоятельство косвенно указывало на то, что в последующий период до 1953—1954 г. в море преобладал вынос льда в высокие широты. В 1953 г. в море Лаптевых площадь льдов была на 31% меньше нормы и южная граница многолетних льдов достигала наиболее северного положения (за 84°—84,5 с. ш.).

Затем в течение последнего пятилетия граница многолетних льдов от года к году постепенно смещалась к югу, и в 1957 г. она достигла крайнего южного положения. Примерно в такой же последовательности происходили изменения знака и величины ледовитости моря. Это обстоятельство со всей очевидностью указывает на то, что существует связь между перемещениями многолетних льдов в высоких широтах и ледовитостью моря Лаптевых.

Интересно также рассмотреть, помимо межгодового хода, сезонное перемещение многолетних льдов за более короткие периоды. С этой целью нами были построены графики (рис. 3) для одной половины года (с октября по март), когда происходит интенсивное накопление льда в море, и для другой (с марта по октябрь), когда в море преобладают процессы разрушения ледяного покрова. Выясняется (рис. 3), что

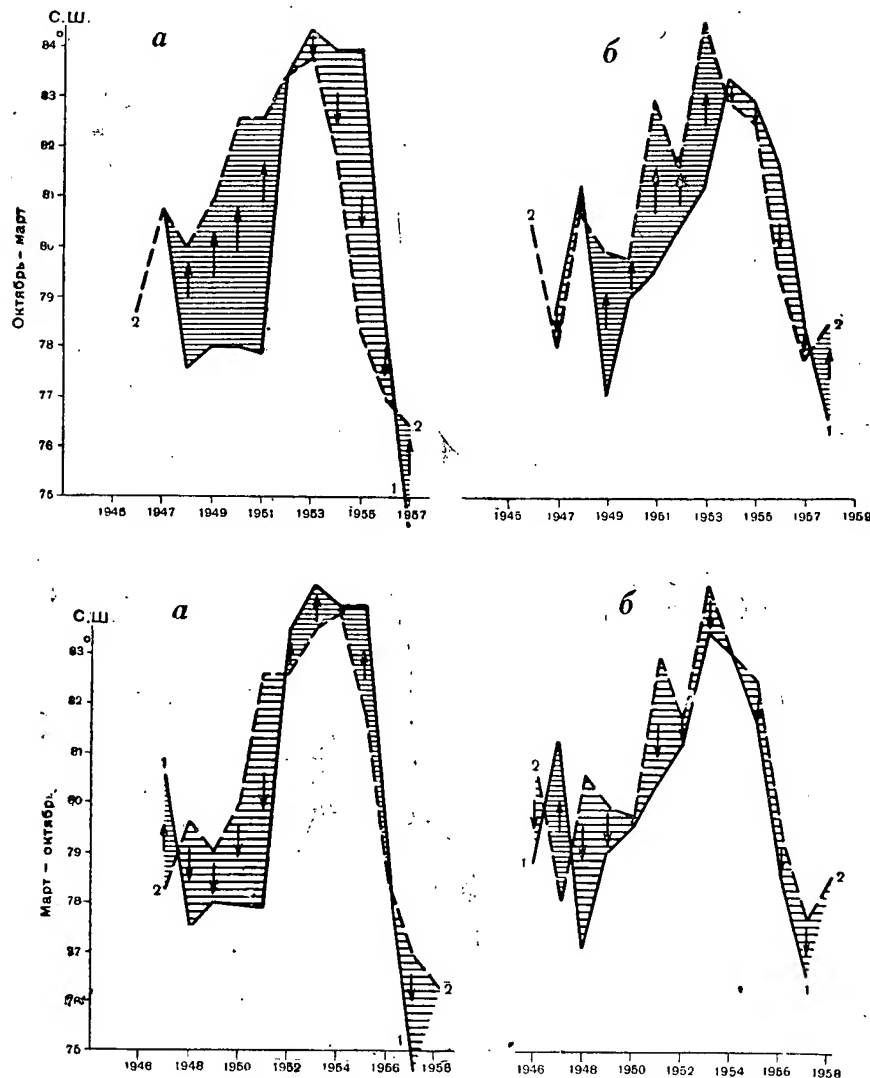


Рис. 3. Сезонные смещения границы многолетних льдов.

а — по меридиану 125°; б — по меридиану 140°;
1 — южная граница в октябре; 2 — южная граница в марте.

с 1949 по 1953 г. в холодную половину года (с октября по март) преобладали сдвиги границы многолетних льдов с юга на север, т. е. в это время происходил интенсивный вынос льдов из моря. С 1954 по 1957 г. многолетние льды в тот же самый период смещались к югу, что указывало либо на то, что вынос льдов из моря полностью отсутствовал, или на то, что этот процесс был значительно ослаблен.

Данные по ледовитости моря Лаптевых свидетельствуют о том, что после минимума ледовитости в 1953 г. площадь льдов начала постепенно увеличиваться и достигла максимума в 1957 г.

Во второй половине года (с марта по октябрь) граница многолетних льдов смещалась в основном к югу. Однако в центральной части моря (по меридиану 125°) в период 1952—1955 гг. наблюдался некоторый вынос льдов, что указывало на положительную роль динамического фактора (воздушных переносов) в весенне-летний сезон. Это обстоятельство оказалось благоприятным не только для общей ледовитости моря, но и для распределения льдов. Именно в эти годы для плавания судов в море Лаптевых сплоченные льды не представляли затруднений на трассе, так как в течение навигации массив находился в центральной части моря.

Несмотря на короткий ряд наблюдений, интересно сопоставить данные по колебанию границы многолетних льдов в море с показателем солнечной активности, выраженным числами Вольфа (рис. 2). Как следует из графика, в годы максимума солнечной активности наблюдается южное положение многолетних льдов, в то время как в период спада солнечной деятельности граница многолетних льдов отступает в высокие широты. Это указывает на то, что тенденция сохранения ледовой аномалии в распределении многолетних льдов от года к году обуславливается изменениями факторов длинного периода, которые связаны с общей для всех арктических морей причиной, а именно — с солнечной деятельностью.

Межгодовые и сезонные перемещения границ многолетних льдов находятся под влиянием, прежде всего, определенных барических систем, с которыми связаны и коренные изменения общей схемы дрейфа льдов Арктического бассейна и арктических морей. Периодические изменения в перестройке барических полей над Арктическим бассейном, характер связи которых с солнечной деятельностью пока неясен, довольно отчетливо проявляются в районе моря Лаптевых, где также наблюдаются и значительные амплитуды в выносе льдов. «Активность» моря Лаптевых (особенно это относится к его глубоководной части, к району желоба «Садко») в общем дрейфе льдов Арктического бассейна находит свое подтверждение в тех значительных сдвигах границы многолетних льдов, которые наблюдаются в этом районе и которые также указывают на их существенные перераспределения в высоких широтах.

По своему географическому положению море Лаптевых занимает центральное место среди арктических морей и находится в «пограничном районе» трех активно взаимодействующих центров атмосферы: на западе — североатлантический минимум, на востоке (области повышенного давления) — полярный и сибирский антициклоны. Интенсивность взаимодействия этих центров довольно хорошо учитывается барическим градиентом на разрезе между мысом Челюскина — о. Котельный, т. е. створом, перпендикулярным основному перемещению льдов на север. Это обстоятельство было отмечено Д. Б. Карелиным при изучении вопроса о формировании ледовых условий данного моря [2]. Увеличение отрицательной разности давления на указанном створе является признаком усиления выноса; уменьшение этой разности, а тем более изменение ее знака на положительный, является признаком ослабленного выноса льдов, а в некоторые годы — даже переноса их с севера.

Как показывают данные табл. 1, смена знака разности с отрицательного на положительный довольно хорошо совпадает с характером перемещения границы многолетних льдов. Положительный знак или уменьшение суммы разности давления свидетельствует о неблагоприятном для дрейфа льдов формировании барических систем, так как при этих условиях наблюдается южное положение границы многолетних льдов. И наоборот, при увеличении отрицательных значений этой разности старые льды в такие годы, как правило, отмечались в высоких широтах. Особенно это явственно видно из наблюдений, относящихся

Таблица 1
Сумма разности давления на створе
между мысом Челюскина и о. Котельным

Годы	Сумма разности давлений по периодам (мб)	
	октябрь — март	март — сентябрь
1947	—25,8	—24,4
1948	—21,0	— 3,5
1949	—16,5	— 3,2
1950	—23,6	—10,4
1951	—20,8	—15,6
1952	—19,3	—11,4
1953	—16,3	—15,1
1954	—20,1	+4,2
1955	—9,7	+14,5
1956	—5,5	+5,4
1957	—9,1	+13,5

к периоду с 1954 по 1957 г. Таким образом, можно констатировать следующее: в море Лаптевых наблюдаются довольно значительные межгодовые перемещения южной границы многолетних льдов — в отдельных случаях до 400 км и более в год.

Смещение границы многолетних льдов к югу в период ледонакопления (т. е. с октября по март) связано с ослаблением выноса льдов из моря и, как правило, ведет в дальнейшем к увеличению его ледовитости. Как показывают многочисленные наблюдения, явления межгодовой ледовой инерции в море не отмечается, а поэтому большой интерес для прогностических целей представляет тот факт, что именно в этом районе наблюдаются определенные периоды сохранения знака направленно-

сти межгодовых смещений границ многолетних льдов (порядка 3—4 лет).

В настоящее время из-за ограниченности материалов при решении вопроса об ожидаемой ледовитости возможно только качественное использование данных по распределению многолетних льдов. Однако в дальнейшем с накоплением материала, очевидно, можно будет шире использовать эти сведения в прогностических расчетах большой заблаговременности.

Поступила 29/IV 1958 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Визе В. Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Труды Аркт. инст., т. 190, 1944.
2. Карелин Д. Б. Влияние гидрометеорологических условий на состояние льдов в море Лаптевых. Труды Аркт. инст., т. 188, 1945.

Н. Ф. КУДРЯВЦЕВ

О ВОЗДЕЙСТВИИ ТЕЧЕНИЯ НА ГЛУБИНУ ПОГРУЖЕНИЯ САМОПИСЦЕВ АВТОНОМНЫХ СТАНЦИЙ

В последние годы в Арктическом и антарктическом институте получил широкое распространение опыт измерения течений открытого моря с помощью долговременных автономных станций. Применение указанной методики в исследованиях морских течений выдвигает задачу об изучении равновесия автономной станции под действием течения. Рассмотрение этой задачи и составляет содержание настоящей статьи.

Основу автономной станции [3] составляют подвешенные к тросу на кронштейнах самописцы течений конструкции Ю. К. Алексеева. Нижний конец этого троса крепится к бетонному якорю, верхний — к поддерживающему бую каплевидной формы. Очевидно, что давление текущей воды на поддерживающий буй, трос и подвешенные к нему приборы с изменением скоростей течения должно смещать систему и приводить к изменениям глубины погружения самописцев.

Выясним вопрос о форме кривой, которую принимает трос, изгибаясь под действием приложенных на его концах натяжений, собственного веса и давления текущей воды.

За координатную плоскость XOZ примем плоскость, совпадающую с направлением течения и проходящую через точки прикрепления троса к якорю и подвеса самописцев. Ось X направим навстречу течению, ось Z — вертикально вниз. Начало координат возьмем в точке прикрепления к тросу нижнего самописца станции.

Выделим теперь элемент длины троса ds и рассмотрим его равновесие под действием приложенных к нему сил (рис. 1):

1. Натяжений на его концах T и $T+dT$, составляющих с вертикалью соответственно углы α и $\alpha+d\alpha$.

2. Веса элемента P , направленного вертикально вниз.

3. Давления воды R , обусловленного действием течения и направленного по нормали к элементу.

Тогда условия равновесия элемента запишутся в виде

$$\begin{aligned}(T + dT) \sin(\alpha + d\alpha) - T \sin \alpha - R \cos \alpha &= 0, \\ (T + dT) \cos(\alpha + d\alpha) - T \cos \alpha + R \sin \alpha + P &= 0.\end{aligned}\tag{1}$$

Раскрывая эти уравнения по формулам тригонометрии и полагая

$$\cos d\alpha = 1,$$

$$\sin d\alpha = d\alpha,$$

после приведения и пренебрежения членами высшего порядка малости, содержащими $dT \cdot d\alpha$, получим

$$\begin{aligned} T \cos \alpha \cdot d\alpha + dT \sin \alpha - R \cos \alpha &= 0, \\ -T \sin \alpha \cdot d\alpha + dT \cos \alpha + R \sin \alpha + P &= 0. \end{aligned} \quad (2)$$

Кроме того, известно

$$\begin{aligned} P &= \gamma \cdot ds, & dx &= ds \sin \alpha, \\ R &= k \cdot ds \cos \alpha, & dz &= ds \cos \alpha, \end{aligned} \quad (3)$$

где γ — вес единицы длины троса в воде;
 k — давление текущей воды на единицу длины троса, когда последний вертикален.

С учетом выражений (3) уравнения (2) примут вид:

$$\begin{aligned} T \cos \alpha \cdot d\alpha + dT \sin \alpha - \\ - k \cdot ds \cos^2 \alpha &= 0, \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} -T \sin \alpha \cdot d\alpha + dT \cos \alpha + \\ + kds \sin \alpha \cos \alpha + \gamma ds &= 0 \end{aligned}$$

Умножив первое из уравнений (4) на $\sin \alpha$, второе — на $\cos \alpha$ и затем сложив, получим

$$dT + \gamma ds \cos \alpha = 0, \quad (5)$$

или

$$dT = -\gamma \cdot dz, \quad (6)$$

откуда после интегрирования следует:

$$T + C = -\gamma \cdot Z. \quad (7)$$

Произвольная постоянная интегрирования определится из того условия, что в начале координат $Z=0$, $T=T_0$ и, следовательно,

$$T = T_0 - \gamma Z. \quad (8)$$

Из последнего выражения следует, что натяжение троса с глубиной изменяется по линейному закону, а для тросов с относительно малым собственным весом в воде — практически постоянно. Исключая dT и T из уравнений (4) и обозначив

$$\frac{k}{\gamma} = \lambda, \quad (9)$$

найдем

$$\begin{aligned} ds &= \frac{A_0}{\gamma} e^{-\frac{\lambda \alpha}{\lambda^2+1}} (\sin \alpha + \lambda \cos \alpha)^{-\frac{2+\lambda^2}{1+\lambda^2}} \cdot d\alpha, \\ dz &= \frac{A_0}{\gamma} e^{-\frac{\lambda \alpha}{\lambda^2+1}} \cos \alpha (\sin \alpha + \lambda \cos \alpha)^{-\frac{2+\lambda^2}{1+\lambda^2}} \cdot d\alpha, \\ dx &= \frac{A_0}{\gamma} e^{-\frac{\lambda \alpha}{\lambda^2+1}} \sin \alpha (\sin \alpha + \lambda \cos \alpha)^{-\frac{2+\lambda^2}{1+\lambda^2}} \cdot d\alpha. \end{aligned} \quad (10)$$

Интегрирование полученных выражений сопряжено с известными трудностями. Уравнения (10) дают возможность полного и достаточно обоснованного решения поставленной задачи, которое было получено ранее А. Н. Крыловым [2] и Н. Е. Кочиным [1], причем оба автора пришли к различным выводам. Указанные различия обусловлены разными способами задания функции R , выражающей силу давления воды на трос в зависимости от его углов наклона. В настоящей задаче упомянутая функция определяется по Н. Е. Кочину [1].

Легко видеть, что в изложенном виде полное решение задачи возможно лишь для постоянной по вертикали скорости течения. Практически же распределение скорости по вертикали часто остается неизвестным при измерениях течений на автономных станциях, так как наблюдения ведутся в большинстве случаев на двух горизонтах. Кроме того, так как станции ставятся на сравнительно малых глубинах и на буйах большой грузоподъемности, то собственный вес троса в воде оказывается относительно малым по сравнению с натяжением T_0 , так что натяжение троса с глубиной изменяется незначительно. Учитывая сказанное, для практических целей достаточно ограничиться приближенным решением задачи.

Пренебрегая собственным весом троса в воде, уравнения (4) можно записать в виде:

$$\begin{aligned} T \cos \alpha \cdot d\alpha + dT \sin \alpha - k \cdot ds \cos^2 \alpha &= 0, \\ -T \sin \alpha \cdot d\alpha + dT \cos \alpha + k ds \sin \alpha \cos \alpha &= 0. \end{aligned} \quad (11)$$

Умножив первое из этих уравнений на $\sin \alpha$, второе — на $\cos \alpha$ и затем сложив, получим

$$dT = 0,$$

откуда следует

$$T = T_0 = \text{const},$$

т. е. натяжение по всей длине троса постоянно и равно T_0 . С учетом сказанного из уравнений (11) следует:

$$\frac{T_0}{k} \cdot d\alpha = ds \cos \alpha. \quad (12)$$

Приняв во внимание соотношения (3), выражение (12) можно написать так:

$$\begin{aligned} dz &= \frac{T_0}{k} \cdot d\alpha, \\ dx &= \frac{T_0}{k} \cdot \text{tg} \alpha \cdot d\alpha \\ ds &= \frac{T_0}{k} \sec \alpha \cdot d\alpha \end{aligned}$$

откуда после интегрирования и определения произвольных постоянных при $Z=0$, $X=0$, $S=0$, $\alpha=\alpha_0$ получим

$$\begin{aligned} Z &= \frac{T_0}{k} (\alpha - \alpha_0), \\ X &= \frac{T_0}{k} \ln \frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha}, \\ S &= \frac{T_0}{k} \ln \frac{\operatorname{tg} \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\alpha}{2} \right)}{\operatorname{tg} \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\alpha_0}{2} \right)} \end{aligned} \quad (13)$$

Определим теперь вид кривой изгиба троса. Из первого уравнения (13) следует:

$$\alpha = \frac{k}{T_0} Z + \alpha_0,$$

или, так как на основании соотношений (3)

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{dx}{dz},$$

то

$$\frac{dx}{dz} = \operatorname{tg} \left(\frac{k}{T_0} Z + \alpha_0 \right),$$

или по разделении переменных

$$dx = \operatorname{tg} \left(\frac{k}{T_0} Z + \alpha_0 \right) \cdot dz,$$

откуда после интегрирования найдем

$$X + C = -\frac{T_0}{k} \ln \cos \left(\frac{k}{T_0} Z + \alpha_0 \right),$$

где произвольная постоянная определится при начальных условиях $X=0$, $Z=0$:

$$X = \frac{T_0}{k} \ln \frac{\cos \alpha_0}{\cos \left(\frac{k}{T_0} Z + \alpha_0 \right)}. \quad (14)$$

Полученное выражение и представляет собой уравнение кривой изгиба троса под действием течения и приложенных натяжений.

Прежде чем перейти к выполнению расчетов, выясним значения величин, входящих в уравнения (13) и (14).

Значения величин k для тросов различных диаметров можно вычислить по формуле

$$k = 1,1 \frac{\rho v^2}{2} \cdot d, \quad (15)$$

где ρ — массовая плотность воды;

v — скорость течения;

d — диаметр троса.

Выразив плотность воды ρ в $\frac{\kappa\Gamma \cdot \text{сек}^2}{\text{м}^4}$, скорость течения в м/сек и диаметр троса в м , получим давление текущей воды на погонный метр троса в $\kappa\Gamma$. По формуле (15) вычислена табл. 1, где приведены значения k в $\kappa\Gamma$ на 1 пог. м длины тросов различных диаметров при различных скоростях течения.

Таблица 1

Значения k при различных скоростях течения (в кг)

Диаметр троса (м)	Скорость течения (м/сек)							
	0,25	0,50	0,75	1,00	1,25	1,50	1,75	2,00
0,001	0,004	0,014	0,032	0,058	0,090	0,130	0,177	0,231
0,002	0,007	0,029	0,065	0,116	0,180	0,260	0,354	0,462
0,003	0,011	0,043	0,097	0,173	0,271	0,390	0,531	0,693
0,004	0,014	0,058	0,130	0,231	0,361	0,520	0,707	0,924
0,005	0,018	0,072	0,162	0,289	0,451	0,650	0,889	1,154
0,006	0,022	0,087	0,195	0,346	0,541	0,780	1,061	1,386
0,007	0,025	0,101	0,227	0,404	0,632	0,910	1,238	1,617
0,008	0,029	0,116	0,260	0,462	0,722	1,040	1,415	1,848
0,009	0,032	0,130	0,292	0,520	0,812	1,169	1,592	2,079
0,010	0,036	0,144	0,325	0,578	0,902	1,299	1,769	2,310
0,011	0,040	0,159	0,357	0,635	0,993	1,429	1,945	2,541
0,012	0,043	0,173	0,390	0,693	1,083	1,559	2,128	2,772
0,013	0,047	0,188	0,422	0,751	1,173	1,689	2,299	3,003
0,014	0,050	0,202	0,455	0,808	1,263	1,819	2,476	3,234
0,015	0,054	0,217	0,487	0,866	1,354	1,949	2,653	3,465

Для того, чтобы составить представление о сравнительной величине значений k и γ , в табл. 2 представлены данные о весе в кг 1 пог. м стальных тросов в воде.

Таблица 2

Значения γ для тросов различных диаметров (в кг)

ГОСТ	Диаметр троса (мм)	Расчетный вес 100 м в воз- духе (кг)	Вес 1 пог. м в воде
3062—55	1,02	0,54	0,005
	1,95	1,99	0,017
3063—55	2,00	2,04	0,017
3067—55	3,00	3,70	0,030
3070—55	4,00	5,73	0,045
3077—55	5,00	9,13	0,072
3063—55	5,00	12,70	0,107
2688—55	5,00	9,35	0,074
3081—55	6,00	15,17	0,123
3062—55	6,00	18,82	0,160
3063—55	7,00	24,92	0,211
3070—55	7,70	21,17	0,165
3071—55	8,00	22,51	0,175
	8,70	26,27	0,203
2688—55	8,80	29,10	0,230
3070—55	9,30	30,57	0,238
2688—55	9,50	34,23	0,271
3071—55	13,00	59,00	0,452

Перейдем теперь к вопросу об определении натяжений и углов наклона троса в начале координат. С этой целью рассмотрим равновесие различных узлов автономной станции под действием приложенных сил.

1. Поддерживающий буй. Верхняя часть троса, на котором подвешиваются самописцы течений Ю. К. Алексеева, крепится к поддерживающему бую каплевидной формы (рис. 2). Выберем начало координат в точке прикрепления троса к бую.

В центре тяжести буя A приложен его собственный вес P_1 , причем прямая OA составляет с осью x угол φ . К центру тяжести буя B при-

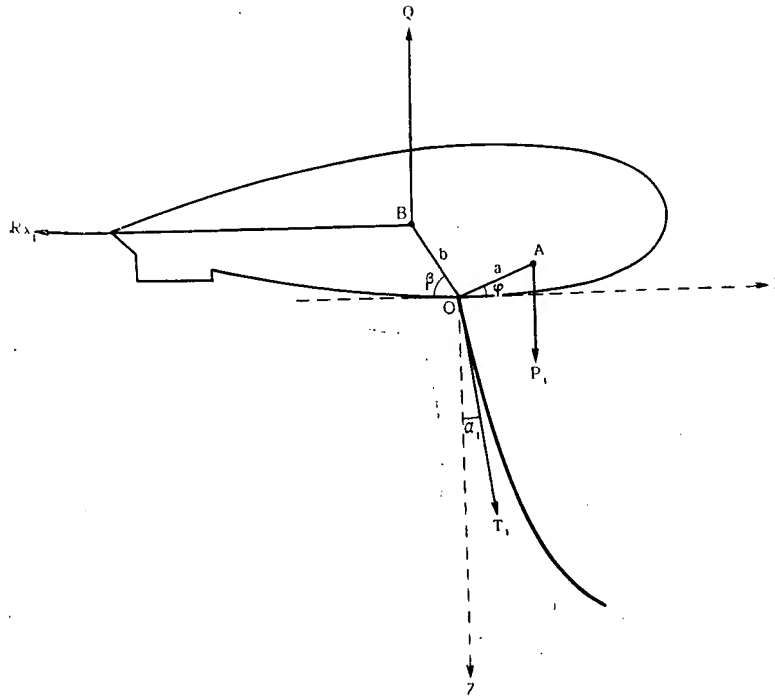


Рис. 2.

ложена его плавучесть Q и давление текущей воды R_{x_1} , причем прямая OB составляет с осью x угол β . И, наконец, в точке прикрепления троса к бую приложено натяжение T_1 , составляющее с осью z угол α_1 .

Условия равновесия системы (рис. 2) запишутся в виде

$$T_1 \sin \alpha_1 - R_{x_1} = 0,$$

$$T_1 \cos \alpha_1 + P_1 - Q = 0,$$

$$P_1 a \cos \varphi - Q b \cos \beta - R_{x_1} b \sin \beta = 0,$$

где $a = OA$, $b = OB$.

Первые два из написанных уравнений дают

$$\operatorname{tg} \alpha_1 = \frac{R_{x_1}}{Q - P_1},$$

$$T_1 = \sqrt{R_{x_1}^2 + (Q - P_1)^2},$$

или, обозначив чистую плавучесть буя

$$Q_1 = Q - P_1,$$

последние выражения можно написать так:

$$\operatorname{tg} \alpha_1 = \frac{R_{x_1}}{Q_1},$$

$$T_1 = \sqrt{R_{x_1}^2 + Q_1^2}, \quad (16)$$

Чистая плавучесть буюв, применявшихся на автономных станциях, составляла $Q_1 = 150$ кг. Давление текущей воды на буй можно рассчитать по формуле

$$R_{x_1} = C_{x_1} \frac{\rho v^2}{2} \cdot \Delta, \quad (17)$$

где C_{x_1} — коэффициент лобового сопротивления;

Δ — площадь миделевого сечения буя в плоскости, перпендикулярной направлению течения.

Величина C_{x_1} для буюв каплевидной формы приближенно равна 0,1. Диаметр буя в плоскости миделевого сечения составляет 0,488 м, так что площадь миделевого сечения равна:

$$\Delta = 0,785 \cdot 0,488^2 = 0,187 \text{ (м}^2\text{)}.$$

Для того чтобы при вычислениях по формуле (17) получать значения R_{x_1} в кг, необходимо ρ принимать в $\frac{\text{кг} \cdot \text{сек}^2}{\text{м}^4}$, а скорость течения — в м/сек. С учетом сказанного вместо формулы (17) можно написать

$$R_{x_1} \approx v^2. \quad (18)$$

Значения R_{x_1} , T_1 и α_1 , вычисленные по формулам (16) и (18), приведены в табл. 3.

Из табл. 3 видно, что давление текущей воды на буй ничтожно мало по сравнению с натяжением троса, которое практически не меняется. Уклон троса в верхней части также незначителен, и практически трос располагается по вертикали.

Таблица 3

Натяжения T_1 , углы наклона троса α_1 и значения R_{x_1} при различных скоростях течения

Скорость течения v (м/сек)	Натяжения троса T_1 (кг)	Давление воды R_{x_1} (кг)	Угол наклона α_1
0,25	150,0	0,1	0°,0
0,50	150,0	0,2	0,1
0,75	150,0	0,6	0,2
1,00	150,0	1,0	0,4
1,25	150,0	1,5	0,6
1,50	150,0	2,2	0,8
1,75	150,0	3,0	1,2
2,00	150,0	3,9	1,5

2. Система с одним самописцем. Рассмотрим теперь вопрос об определении натяжений и углов наклона троса в месте крепления к тросу кронштейна с самописцем (рис. 3).

Начало координат выберем в точке прикрепления к тросу нижнего угла кронштейна самописца и рассмотрим равновесие системы (рис. 3), к которой приложены следующие силы:

А. Натяжения троса на концах кронштейна T'_2 и T_2 , составляющие с осью Z углы α'_2 и α_2 ; сторона кронштейна $OA=a$ образует с осью Z угол β .

Б. Собственный вес самописца P_2 в воде, направленный вертикально вниз; для самописцев БПВ-2р эта величина приближенно равна 24 кг.

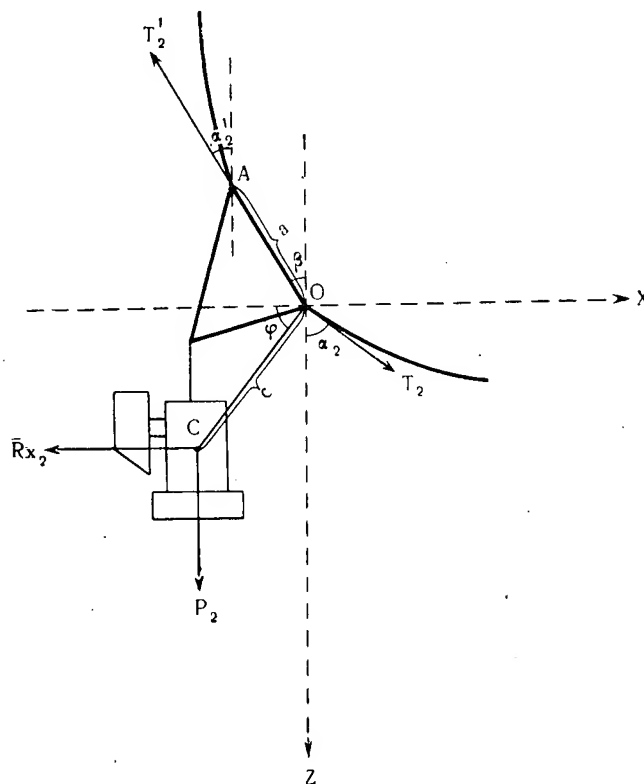


Рис. 3.

В. Давление текущей воды на самописец; точка приложения сил R_{x_2} и P_2 удалена от начала координат на расстояние c , причем прямая $OC=c$ составляет с осью X угол φ .

Тогда условия равновесия системы, изображенной на рис. 3, запишем в виде

$$\begin{aligned} T_2 \sin \alpha_2 - T'_2 \sin \alpha'_2 - R_{x_2} &= 0, \\ T_2 \cos \alpha_2 - T'_2 \cos \alpha'_2 + P_2 &= 0, \\ P_2 c \cos \varphi - R_{x_2} c \sin \varphi - T_2 a \sin \beta &= 0. \end{aligned} \quad (19)$$

Первые два из написанных уравнений дают

$$\operatorname{tg} \alpha_2 = \frac{T'_2 \sin \alpha'_2 + R_{x_2}}{T'_2 \cos \alpha'_2 - P_2}, \quad (20)$$

$$T_2 = \sqrt{(T'_2 \sin \alpha'_2 + R_{x_2})^2 + (T'_2 \cos \alpha'_2 - P_2)^2}. \quad (21)$$

Первый самописец БВП-2р подвешивается обычно на расстоянии 3—4 м от поддерживающего буя. Поэтому можно считать, что трос на указанном промежутке не получает значительных изгибов и, следовательно,

$$\alpha_2 = \alpha_1.$$

Значения α_1 приведены в табл. 3. Ранее было установлено, что натяжение троса с глубиной меняется по линейному закону так, что в любой точке

$$T = T_0 - \gamma \cdot Z.$$

На основании сказанного можно полагать, что

$$T_2 = T_1 - \gamma \cdot l_1 \cos \alpha_1$$

где l_1 — длина троса от поддерживающего буя до точки прикрепления к тросу верхнего угла кронштейна самописца.

Но из табл. 3 видно, что $0 \leq \alpha \leq 1,5^\circ$ поэтому с достаточной для практики точностью

$$T_2 = T_1 - \gamma \cdot l_1. \quad (22)$$

Значения T_1 указаны в табл. 3, величина l составляет около 3 м, а значение γ для тросов, применявшихся на автономных станциях, приближенно равно 0,18 кг.

С учетом сказанного вместо формул (20) и (21) напомним

$$\operatorname{tg} \alpha_2 = \frac{(T_1 - \gamma l_1) \sin \alpha_1 + R_{x_2}}{(T_1 - \gamma l_1) \cos \alpha_1 - P_2}, \quad (23)$$

$$T_2 = \sqrt{[(T_1 - \gamma l_1) \sin \alpha_1 + R_{x_2}]^2 + [(T_1 - \gamma l_1) \cos \alpha_1 - P_2]^2}. \quad (24)$$

В полученных формулах остается неизвестной величина R_{x_2} , для расчета которой воспользуемся формулой (17)

$$R_{x_2} = C_{x_2} \frac{\rho v^2}{2} \cdot \Delta.$$

В практике работ экспедиций по исследованию течений широкое распространение получили хорошо обтекаемые самописцы БПВ-2р, значения C_{x_2} для которых могут приниматься приблизительно равными 0,2. Площадь миделевого сечения этих самописцев приблизительно равна 0,12 м². На основании сказанного последнюю формулу можно написать в виде

$$R_{x_2} \approx 1,2 \cdot v^2, \quad (25)$$

где при расчетах значения v принимаются в м/сек, а давление R_{x_2} получается в кг.

По формулам (23), (24) и (25) рассчитана табл. 4, где приведены значения T_2 , α_2 и R_{x_2} для различных скоростей течения.

Из табл. 4 видно, что натяжение троса с изменением скорости течения меняется незначительно, точно так же, как и давление R_{x_2} текущей воды на самописец. Углы наклона α_2 изменяются также очень мало. Из сопоставления значений α_2 и α_1 видно, что от поддерживающего буя до верхней точки подвеса кронштейна самописца трос располагается по прямой линии.

3. Система с двумя самописцами. Кронштейн второго самописца БПВ-2р крепился на автономных станциях примерно ниже

Таблица 4

Значения T_2 , α_2 и R_{x_2} при различных скоростях течения

Скорость течения v (м/сек)	Натяжения троса T_2 (кг)	Давление воды R_{x_2} (кг)	Уклон троса α_2
0,25	125,3	0,1	0°,1
0,50	123,8	0,3	0,3
0,75	123,8	0,7	0,5
1,00	123,8	1,2	1,0
1,25	123,8	1,9	1,6
1,50	123,9	2,7	2,2
1,75	124,0	3,7	3,2
2,00	124,1	4,8	4,0

на 10 м от нижнего угла верхнего кронштейна. Выполнив построения, аналогичные приведенным на рис. 4, условия равновесия (19) системы можно написать в виде

$$T_3 \sin \alpha_3 - T'_3 \sin \alpha'_3 - R_{x_2} = 0,$$

$$T_3 \cos \alpha_3 - T'_3 \cos \alpha'_3 + P_2 = 0,$$

$$P_2 c \cos \varphi - R_{x_2} c \sin \varphi - T'_3 a \cdot \sin \beta = 0.$$

Два первых из написанных уравнений дают

$$\operatorname{tg} \alpha_3 = \frac{T'_3 \sin \alpha'_3 + R_{x_2}}{T'_3 \cos \alpha'_3 - P_2}, \quad (26)$$

$$T_2 = \sqrt{(T'_3 \sin \alpha'_3 + R_{x_2})^2 + (T'_3 \cos \alpha'_3 - P_2)^2}. \quad (27)$$

Вследствие малости углов уклона троса у верхнего самописца и незначительного расстояния между точками подвеса приборов можно, как и ранее, полагать, что трос не получает значительных изгибов, и потому

$$\alpha'_3 = \alpha_2.$$

Так как натяжение троса с глубиной изменяется по линейному закону, то

$$T'_3 = T_2 - \gamma \cdot l_2 \cos \alpha_2,$$

или вследствие малости α_2

$$T'_3 = T_2 - \gamma \cdot l_2.$$

С учетом сказанного формулы (26) и (27) напомним в виде

$$\operatorname{tg} \alpha_3 = \frac{(T_2 - \gamma l_2) \sin \alpha_2 + R_{x_2}}{(T_2 - \gamma l_2) \cos \alpha_2 - P_2}, \quad (28)$$

$$T_3 = \sqrt{[(T_2 - \gamma l_2) \sin \alpha_2 + R_{x_2}]^2 + [(T_2 - \gamma l_2) \cos \alpha_2 - P_2]^2}. \quad (29)$$

По формулам (28) и (29) для различных скоростей течения рассчитаны значения T_3 и α_3 , которые указаны в табл. 5.

Из этой таблицы видно, что, как и ранее, натяжение троса при изменении скорости течения изменяется незначительно. Кроме того, из сопоставления значений углов α_i , указанных в табл. 3, 4, 5, можно сделать вывод, что от поддерживающего буя до точки подвеса нижнего самописца трос практически располагается по прямой линии. Таким образом, при определении глубины погружения поддерживающего буя участок троса между бумом и точкой подвеса нижнего самописца можно считать прямолинейным.

Изменения глубины погружения самописцев под действием течений вычисляются по формулам (13). Если начало координат взять в точке прикрепления к тросу нижнего самописца станции, то по известной длине троса S от этой точки до якоря с помощью третьего уравнения (13) можно вычислить уклон троса α у якоря. Подставив найденное таким образом значение α в первое уравнение (13), получим значение глубины Z , соответствующее данной длине троса S . Тогда изменение глубины погружения самописцев под действием течения Δ_z определится разностью

$$\Delta_z = S - z.$$

Изложенным методом были выполнены вычисления для автономной станции с двумя самописцами, подвешенными к стальному тросу диаметром 8 мм. Результаты этих расчетов, выполненных Л. И. Изотовой, представлены в табл. 6.

Из табл. 6 видно, что при скоростях течений, не превышающих одного узла, и длине троса 100—150 м изменения глубины погружения самописцев представляются величинами порядка 1—2 м. Это обстоятельство позволяет широко применить автономные станции для съемки течений в районах со сравнительно малыми скоростями течений и относительно малыми глубинами, характерными для наших арктических морей. Из этой же таблицы следует, что сказанное в такой же мере справедливо применительно вообще к мелководным районам моря, глубина которых имеет порядок 50 м.

Вычисления значений Δ_z могут быть выполнены, как это видно из уравнений (13) и (14), и графоаналитическими методами. При этом необходимо иметь в виду, что задача имеет вполне реальный физический смысл лишь при условии

$$0^\circ \leq \alpha_0 \leq \alpha \leq \frac{\pi}{2}.$$

так что когда $\alpha_0 = 0$ — трос располагается по вертикали, а при $\alpha = \frac{\pi}{2}$ — лежит на грунте. Таким образом, при изменениях S и α в пределах $0 > S > \infty$ и $0 < \alpha < \frac{\pi}{2}$ получим

$$0 < X < \infty,$$

$$\frac{T_0}{k} \alpha_0 < Z < \frac{T_0}{k} \cdot \frac{\pi}{2}.$$

Таблица 5

Значения T_3 и α_3 при различных скоростях течения

Скорость течения v (м/сек)	Натяжения троса T_3 (кг)	Уклон троса α_3
0,25	99,0	0°2
0,50	97,5	0,5
0,75	97,5	1,0
1,00	97,5	1,9
1,25	97,6	3,1
1,50	97,8	4,3
1,75	98,0	6,1
2,00	98,4	7,7

Таблица 6

Изменения глубины погружения самописцев автономных станций
под действием течения
(в метрах)

Длина троса (м)		Скорость течения (м/сек)							
от поддер- живающего буя до якоря	от нижнего самописца до якоря	0,25	0,50	0,75	1,00	1,25	1,50	1,75	2,00
25	8	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3
35	18	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,6	0,9
45	28	0,2	0,2	0,2	0,2	0,5	1,0	1,6	2,5
55	38	0,2	0,3	0,3	0,5	1,0	1,9	3,1	4,8
65	48	0,3	0,4	0,5	0,8	1,7	3,1	5,3	7,9
75	58	0,3	0,4	0,6	1,3	2,6	5,1	8,1	12,6
85	68	0,4	0,5	0,8	1,9	3,9	7,2	11,5	17,2
95	78	0,5	0,6	1,1	2,6	5,6	10,0	16,2	23,2
105	88	0,6	0,8	1,4	3,6	7,4	13,4	21,1	29,5
115	98	0,7	0,9	1,8	4,7	9,8	17,3	26,7	36,9
125	108	0,8	1,0	2,0	5,8	12,9	21,6	33,0	44,9
135	118	0,8	1,0	2,4	7,1	15,2	26,4	39,8	52,9
145	128	0,8	1,1	2,8	8,6	18,4	31,8	46,5	60,9
155	138	0,8	1,2	3,3	10,3	22,2	37,0	53,7	68,8
165	148	0,8	1,4	3,9	12,5	26,0	43,4	61,2	77,2

т. е. численное значение координаты z всегда менее глубины в месте постановки станции.

В заключение следует заметить, что методом последовательных приближений можно получить и более строгое решение задачи для любого наперед заданного распределения скорости течения по вертикали. Для этого при вычислениях необходимо брать отрезки троса малой длины Δs и по формулам (13) рассчитать значения Δz и α :

$$\Delta s = \frac{T_0}{k} \ln \frac{\left(\operatorname{tg} \frac{\pi}{4} + \frac{\alpha}{2} \right)}{\operatorname{tg} \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\alpha_0}{2} \right)}$$

$$\Delta z = \frac{T_0}{k} (\alpha - \alpha_0).$$

Так как собственный вес троса в воде сказывается лишь на изменении натяжения по его длине, то по известным значениям Δz можно найти натяжения на концах отрезков по формуле (5):

$$T = T_0 - \gamma \cdot \Delta z$$

Получив таким образом значения T_n и α_n для конца отрезка троса малой длины Δs , можно перейти к вычислениям значений T_{n+1} и α_{n+1} для следующего участка длины троса. Длина отрезков Δs должна выбираться так, чтобы натяжение по всей длине Δs можно было считать практически постоянным. Если, кроме того, известно и распределение скорости течения по вертикали, то назначаются интервалы по глубине Z так, чтобы внутри каждого из них можно было считать зна-

чения величин k практически постоянными. При этом, очевидно, изменения направления течения с глубиной не влияют на изменения координаты Z и потому при вычислениях могут не приниматься во внимание.

Таблица 7

Вычисление изменения глубины погружения самописцев

№ концов отрезков	α	Δz (м)	$\gamma \Delta z$ (кг)	T (кг)
0	1°,90	0,00	0,00	97,50
1	4,61	9,98	1,75	95,75
2	7,36	9,95	1,74	94,01
3	10,14	9,87	1,73	92,28
4	12,95	9,80	1,72	90,56
5	15,78	9,68	1,69	88,87
6	18,61	9,50	1,66	87,21
7	21,48	9,46	1,66	85,55
8	24,32	9,18	1,61	83,54
9	27,17	9,04	1,58	82,36
10	29,98	8,74	1,53	80,83

Для примера в табл. 7 показано вычисление изменения глубины погружения самописцев на станции с двумя самописцами, подвешенными к стальному тросу диаметром 8 мм при скорости течения 1 м/сек и длине троса $S=100$ м, значения Δz при вычислениях принимались равными 10 м.

Как видно из таблицы,

$$\Delta_z = S - \Sigma \Delta z = 100 - 95,2 = 4,8 \text{ (м)}.$$

Из сопоставления значений Δ_z , приведенных в табл. 6 и 7 следует, что в случае малых глубин и сравнительно малом собственном весе троса в воде, последним при вычислениях можно пренебречь.

Таким образом, рассмотренная здесь задача в принципе может быть обобщена для любого наперед заданного распределения скорости течения по вертикали и любой глубины постановки станции.

Опытные постановки станций с самописцами глубины, выполненные экспедицией по исследованию течений в Карском море в районах с глубинами до 50 м и скоростью течения до 64 см/сек показали, что изменения глубины погружения самописцев под воздействием течения не превышают 0,6 м. Как видно из табл. 6, полученные из непосредственных наблюдений данные находятся в хорошем согласии с результатами вычислений.

Поступила 7/IV 1958 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кочин Н. Е. Собрание сочинений, т. 2, 1949.
2. Крылов А. Н. Собрание трудов, т. 9, ч. 2, 1949.
3. Баскаков Г. А., Кудрявцев Н. Ф. Долговременные автономные станции наблюдений над течениями в открытом море. Сборн. «Проблемы Арктики», вып. 2, 1958.

Л. Ю. РЫЖАКОВ

О РОЛИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ПЕРЕНОСЕ АТМОСФЕРНОГО
ВИХРЯ

Идея рассмотрения атмосферных движений как вихревых движений различного масштаба принадлежит выдающемуся русскому метеорологу П. И. Броуну и высказана им в конце прошлого века [3]. Теперь эта идея завоевала всеобщее признание, ибо она устанавливает общность между такими явлениями в атмосфере, как планетарный вихрь, центры действия атмосферы, подвижные циклоны и антициклоны, местные циркуляции и др.

Важной проблемой современной метеорологии является проблема образования, развития и движения циклонов и антициклонов, представляющих собой одно из основных звеньев общей циркуляции атмосферы. В системе циклона и антициклона в движении участвуют огромные массы воздуха. Жизненный цикл такого рода вихрей очень сложен. Предвычисление изменения интенсивности циклонов и антициклонов, их траекторий, скорости распространения возмущений в вертикальном направлении очень затруднено, так как зависит от многих факторов.

В основе современных исследований по динамике атмосферных процессов большого масштаба лежит уравнение переноса вихря (уравнение Фридмана). Проанализировав это уравнение, Л. Т. Матвеев [7] сформулировал правила качественной оценки условий возникновения, усиления и движения циклонов и антициклонов. Запишем уравнение переноса вихря в следующем виде [4, гл. 17]:

$$\frac{\partial \Omega_z}{\partial t} = - \left(U \frac{\partial \Omega_z}{\partial x} + V \frac{\partial \Omega_z}{\partial y} \right) + \frac{2 \omega_z}{T} \left(U_g \frac{\partial T}{\partial x} + V_g \frac{\partial T}{\partial y} \right) - \beta V_N - \\ - (2 \omega_z + \Omega_z) \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right). \quad (1)$$

Здесь U и V — составляющие скорости ветра на осях x и y соответственно (ось x направлена на восток, ось y — на север); Ω_z — вертикальная составляющая относительного вихря скорости; β — изменение параметра Кориолиса с широтой; ρ — плотность воздуха; τ_x , τ_y — составляющие касательного напряжения турбулентных сил.

Из уравнения (1) следует, что изменение вертикальной составляющей вихря скорости в фиксированной области определяется следующими факторами:

А. Горизонтальным переносом (адвекцией) вихря из соседних областей (первое слагаемое). Слагаемое положительно, если происходит перенос потока с большей циклонической завихренностью, и отрицательно, если переносится поток с большей антициклонической завихренностью.

Б. Геострофической адвекцией тепла или холода (второе слагаемое). Горизонтальная бароклинность в случае адвекции тепла способствует образованию и последующему усилению отрицательного (антициклонального) вихря, а в случае адвекции холода — образованию и последующему усилению положительного (циклонического) вихря.

В. Меридиональными движениями вихря (третье слагаемое). При движении вихря с меридиональной составляющей по направлению к экватору возникает эффект, усиливающий циклонический вихрь и ослабляющий антициклональный. При движении вихря с меридиональной составляющей по направлению к полюсам названный эффект действует в обратном направлении.

Г. Горизонтальной дивергенцией скорости ветра (четвертое слагаемое). Положительная дивергенция скорости ветра способствует усилению существующего антициклонального вихря, а отрицательная дивергенция (конвергенция) — усилению существующего циклонического вихря.

Д. Турбулентными силами трения (пятое слагаемое, о котором подробнее будет сказано ниже).

В работе Л. Т. Матвеева и В. А. Зябрикова [8] по фактическим данным были рассчитаны для 46 случаев вихреобразования следующие величины: 1) индивидуальное изменение вихря в геострофическом приближении по формуле

$$\left(\frac{d\Omega_z}{dt}\right)_g = \frac{1}{2\omega_z\rho} \cdot \frac{c\Delta P}{dt},$$

где ΔP — лапласиан давления; 2) геострофическая адвекция температуры; 3) слагаемое, учитывающее широтный эффект. Расчеты выполнены были для уровня моря и поверхностей 850, 700 и 500 мб. Из анализа приведенных в работе средних значений указанных величин следует, что с высотой они убывают, и на уровне 500 мб каждая из них уменьшается в среднем в два раза по сравнению с наземным значением. Бароклинный член в уравнении (1) имеет такой же порядок величины, как и индивидуальное изменение вихря во времени, а также как слагаемое, учитывающее широтный эффект. Что касается дивергентного слагаемого, то авторы работы [8] приводят ряд доводов о незначительной роли его в процессах вихреобразования. К сожалению, это слагаемое не представляется возможным рассчитать с достаточной степенью точности. Е. П. Борисенков [1] показал, что при подсчете величины дивергенции скорости ветра по данным карт барической топографии, при разном направлении осей координат и различной величине шага дифференцирования, можно получить для одной и той же точки результаты, отличающиеся в два и более раза.

Путем расчета слагаемых уравнения (1) автором настоящей работы был исследован процесс усиления и перемещения антициклона, который 1 февраля 1956 г. находился над Скандинавией и имел давление в центре 1047 мб. За период с 1 по 4 февраля этот антициклон продвинулся до низовьев р. Оби. Давление в центре повысилось до 1058 мб. При движении антициклона на восток в отдельных точках траектории его центра барическая тенденция достигала 22 мб за сутки. Район, охватывающий Европу и Западную Сибирь к северу от 47° широты, а также Северное, Норвежское, Баренцево и Карское моря были покрыты сетью точек, для каждой из которых вычислены значения вихря скорости в геострофическом приближении и три слагаемых из уравнения (1), учитывающих адвекцию вихря, адвекцию температуры и широтный эффект. Расчеты были проведены для каждого дня и для всех уровней, включая поверхность 200 мб. Сравнение рассчитанных слагаемых на различных уровнях подтвердило, что, наряду с адвекцией

вихря, решающую роль в локальном изменении вихря играет бароклинный член. Оказалось, что на уровне изобарических поверхностей 300 и 200 мб значения слагаемых, учитывающих адвекцию температуры, часто бывают выше соответствующих значений в средней тропосфере. Сопоставление суммарных значений трех слагаемых на различных уровнях с приземной суточной барической тенденцией позволило сделать вывод, что при некоторых условиях изменение приземного давления определяется в основном процессами адвекции вихря и адвекции температуры (с учетом широтного эффекта) в верхней тропосфере и нижней стратосфере.

Такой вывод означает, что в тропосфере имеются два слоя, в которых наиболее активно протекают процессы вихреобразования: нижняя тропосфера и слой, включающий струйные течения. Естественно считать, что вихревое возмущение, возникшее в активном слое, будет вовлекать в движение соседние слои. Перенос всякой субстанции в атмосфере, в том числе и количества движения, осуществляется главным образом путем турбулентного обмена. Известно, что в приземном слое атмосферы касательное напряжение турбулентных сил трения с высотой убывает. Действие этих сил приводит к ослаблению и циклонического и антициклонического вихря. Однако в свободной атмосфере силы, вызванные турбулентностью, не исчезают, а начинают играть новую, важную роль.

П. И. Броунов [2] считал, что нужно изучать не только поступательное перемещение атмосферных вихрей в системе течений общей циркуляции атмосферы, но также и условия передачи вихревых возмущений от слоя к слою.

Впервые рассмотрел влияние турбулентных сил трения на атмосферные движения большого масштаба академик Н. Е. Кочин [5, 6]. При построении модели общей циркуляции атмосферы Н. Е. Кочин рассматривал всю тропосферу как пограничный слой, а отдельные циклоны и антициклоны — как турбулентные вихри. Было показано, что силы трения существенно влияют на характер воздушных течений не только в приземном слое, но и в свободной атмосфере. Н. Е. Кочин доказал, что теорию стационарной зональной циркуляции с меридиональной и вертикальной составляющими скорости ветра можно построить лишь при условии учета сил турбулентного трения.

Преобразуем пятое слагаемое уравнения (1)

$$\left(\frac{\partial \Omega_z}{\partial t}\right)_\tau = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right), \quad (2)$$

воспользовавшись выражениями для составляющих турбулентного касательного напряжения

$$\tau_x = k\rho \frac{\partial U}{\partial z},$$

и

$$\tau_y = k\rho \frac{\partial V}{\partial z}, \quad (3)$$

где k — коэффициент турбулентности.

Пренебрегая изменениями плотности и коэффициента турбулентности в горизонтальной плоскости, получим следующие выражения для составляющих вихря сил касательного напряжения:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tau_x}{\partial y} &= k\rho \frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z}, \\ \frac{\partial \tau_y}{\partial x} &= k\rho \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial z} \end{aligned} \quad (4)$$

Подставим выражения (4) в формулу (2):

$$\left(\frac{\partial \Omega_z}{\partial t}\right)_\tau = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho \frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z} \right) \right], \quad (5)$$

Введя вихрь скорости, получим

$$\left(\frac{\partial \Omega_z}{\partial t}\right)_\tau = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho \frac{\partial \Omega_z}{\partial z} \right). \quad (6)$$

Турбулентный поток вихря скорости в направлении z определяется выражением [4, гл. I]

$$\rho \overline{\Omega'_z W'} = -\rho k \frac{\partial \Omega_z}{\partial z}, \quad (7)$$

где $\overline{\Omega'_z W'}$ — осредненное произведение флуктуаций вихря и вертикальной скорости.

Следовательно, согласно уравнению (6), вихреобразование под влиянием сил трения определяется производной по высоте от вертикального турбулентного потока вихря. Для качественного анализа условий изменения вихря выполним дифференцирование по z в уравнении (6), после чего получим

$$\left(\frac{\partial \Omega_z}{\partial t}\right)_\tau = k \frac{\partial^2 \Omega_z}{\partial z^2} + \left(\frac{\partial k}{\partial z} + \frac{k}{\rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \frac{\partial \Omega_z}{\partial z}. \quad (8)$$

Таким образом, скорость переноса вихря в вертикальном направлении определяется особенностями распределения по вертикали Ω_z . Так, при возникновении высотного циклона возмущение передается вниз быстрее в тех слоях, где градиент Ω_z больше по абсолютной величине и где этот градиент сильнее убывает от уровня к уровню. Если на высоте возник антициклональный вихрь, то это способствует скорейшему возникновению или усилению антициклональной циркуляции в нижележащем слое там, где вертикальный градиент Ω_z велик и в направлении сверху вниз возрастает быстрее. Вместе с тем на скорость передачи вихря в вертикальном направлении влияет степень турбулентности атмосферы. Возмущение передается в соседние слои быстрее, когда велик коэффициент турбулентности и его вертикальный градиент.

Чтобы проиллюстрировать влияние сил турбулентного трения на распространение вихря в вертикальном направлении, были построены профили значений вихря скорости и коэффициента турбулентности для случая антициклогенеза, имевшего место 3 февраля 1956 г. в районе Новой Земли, и для случая циклогенеза 14—16 ноября 1957 года над Баренцевым морем (рис. 1). Вихрь скорости рассчитывался в геострофическом приближении, а коэффициент турбулентности — по формуле Матвеева.

До последнего времени не существовало метода для расчета коэффициента турбулентности в свободной атмосфере. Возможность таких расчетов появилась лишь после выхода в свет работ Л. Т. Матвеева [9, 10], в которых предложена следующая расчетная формула:

$$k = \frac{c^2}{\beta} [2,314 \lg \beta - 1,157 \lg (\gamma_a - \gamma) - 0,072], \quad (9)$$

где $\beta = \sqrt{\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2}$ — вертикальный градиент скорости ветра в м/сек · км;

$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$ — вертикальный градиент температуры в град/км;

γ_a — сухоадиабатический градиент температуры;

c — средняя скорость ветра в слое, для которого определяется k .

Формула (9) выражает зависимость между турбулентностью свободной атмосферы и ее термодинамическим состоянием. Зависимость эта найдена в ходе обработки фактических данных о перегрузках самолета в свободном горизонтальном полете и данных температурно-ветрового зондирования. Полеты самолетов, оборудованных акселерографом, проводились на высотах от 1—2 до 12 км. Это дает основание пользоваться формулой (9) для расчетов коэффициентов турбулентности во всей тропосфере и нижней стратосфере.

В табл. 1 приведены значения коэффициентов турбулентности, рассчитанных по данным карт барической топографии для слоев, лежащих между поверхностями 850, 700, 500, 300 и 200 мб. Из четырех рассмот-

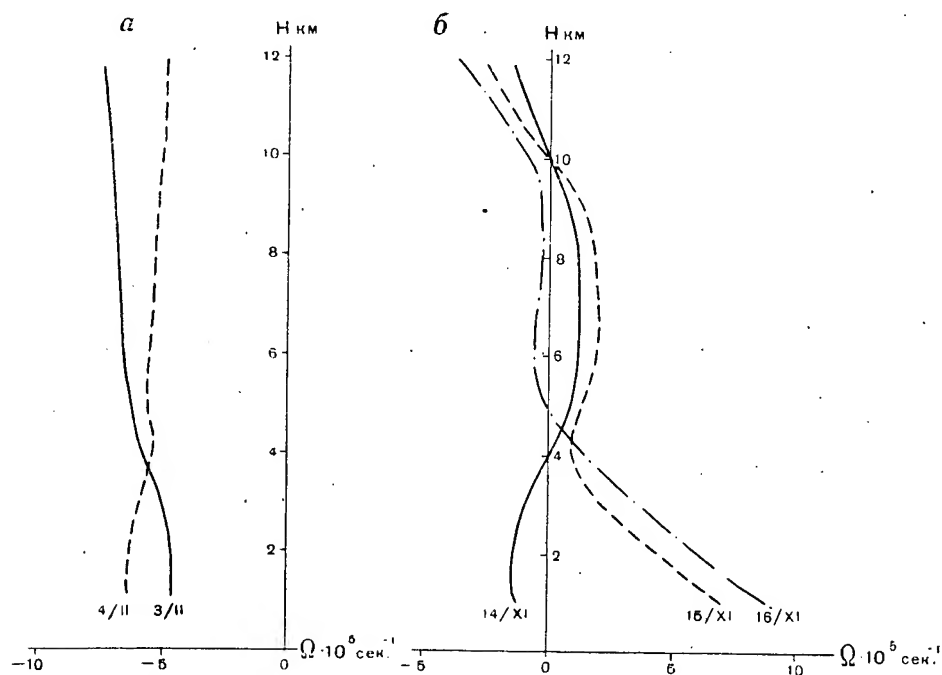


Рис. 1. Распределение с высотой вертикальной составляющей вихря скорости:
а — в случае антициклогенеза; б — в случае циклогенеза.

ренных случаев первый относится к периоду активного антициклогенеза в феврале 1956 г. (приведены значения коэффициента турбулентности над центральной областью антициклона за 3 февраля). В табл. 2 даются значения факторов вихреобразования на различных уровнях для этого же дня. Если в нижней части тропосферы (данные у земли и на уровне 850 мб) имеются условия для усиления антициклонального вихря, то на уровнях 300 и 200 мб фактор адвекции температуры указывает на благоприятные условия для ослабления антициклонального вихря. Однако 4 февраля произошло ослабление антициклонального вихря не только в верхней тропосфере и нижней стратосфере, но и на уровнях 500 и 700 мб (рис. 1). На уровне 850 мб и у земли имело место усиление антициклонального вихря. На вопрос о том, почему ослабление антициклонального вихря на уровне 200 и 300 мб передалось в среднюю тропосферу, но не достигло приземных слоев, дает ответ распределение с высотой коэффициента турбулентности 3 февраля. Оказывается, что в атмосфере, начиная с поверхности 700 мб и выше, были сильно развиты турбулентные движения. В этих условиях влияние сил трения на процесс передачи вихря оказывается значительным. Представляется, что ослабление антициклонального вихря в средней тропосфере можно

Таблица 1

Коэффициенты турбулентности по данным карт барической топографии

Слой атмосферы (мб)	3/II 1956 г. 73° с. ш., 40° в. д.				14/XI 1957 г. 75° с. ш., 30° в. д.				15/XI 1957 г. 75° с. ш., 30° в. д.				16/XI 1957 г. 68° с. ш., 50° в. д.			
	γ	β	c	k	γ	β	c	k	γ	β	c	k	γ	β	c	k
850—700	2,0	4,0	8,0	4,4	4,0	7,5	13,0	2,4	6,0	6,3	19,0	61,0	3,0	7,6	20,0	49,2
700—500	6,0	5,0	11,0	20,6	6,0	3,5	21,0	5,7	7,0	6,9	22,0	94,4	8,0	4,2	25,0	150,0
500—300	7,0	2,5	16,0	30,7	6,0	0,9	23,0	2,0	4,0	2,5	28,0	11,0	4,0	2,3	29,0	4,0
300—200	—	—	—	—	0,4	1,8	23,0	2,0	0,0	3,4	30,0	18,0	0,0	3,6	28,0	23,5

Примечание. γ приведено в град/км, β — в м/сек·км, c — в м/сек, k — в м²/сек.

Таблица 2

Факторы вихреобразования по данным карт барической топографии

Факторы вихреобразования	3/II 1956 г. 73° с. ш., 40° в. д.	14/XI 1957 г. 75° с. ш., 30° в. д.	15/XI 1957 г. 75° с. ш., 30° в. д.	16/XI 1957 г. 68° с. ш., 50° в. д.
$\frac{2\omega_z}{T} \left(U_g \frac{\partial T}{\partial x} + V_g \frac{\partial T}{\partial y} \right) \times$ $\times 10^{11} \text{ сек}^{-2}$				
На уровне моря	1,2	—4,7	—8,6	—3,5
„ 850 мб	0,7	—3,8	—6,3	—5,4
„ 700 „	1,8	—2,1	—1,1	—0,4
„ 500 „	—2,1	0,5	2,2	3,5
„ 300 „	—2,6	1,3	1,8	2,4
„ 200 „	—1,4	0,7	1,4	0,2
$-\beta V_N \cdot 10^{11} \text{ сек}^{-2}$				
На уровне моря	0,6	—	6,3	1,6
„ 850 мб	0,03	—	3,4	0,4
„ 700 „	0,01	—	1,7	0,2
„ 500 „	—	—	—	0,2
„ 300 „	—	—	—	—
„ 200 „	—	—	—	—

объяснить как результат влияния возмущения, возникшего на более верхних уровнях. Наоборот, слой 850—700 мб можно назвать «задерживающим», так как слабое развитие здесь турбулентного обмена оградило нижнюю тропосферу от влияния вышележащих слоев.

В табл. 1 и 2 приведены также данные, относящиеся к процессу циклогенеза, наблюдавшегося 14—16 ноября 1957 г. над Баренцевым морем. 14 ноября в районе Баренцева моря было отмечено у земли размытое барическое поле. По высотным картам можно заключить, что этот район находился слева от оси интенсивного струйного течения (с максимальной скоростью на уровне 500 мб до 220 км/час), проходящего с северо-запада, из района Гренландского моря, на юго-восток, в район средней Волги. На карте за 3 часа 15 ноября видно, что над Баренце-

вым морем был развит интенсивный и обширный циклон. Давление в центре циклона на уровне моря составляло 982 мб, в то время как сутки назад оно было в этой точке 1013 мб. Интенсивное циклоническое образование наблюдалось над приземным центром на уровне 850 мб, но далее с высотой это возмущение быстро затухало. Через сутки, 16 ноября приземный центр циклона сместился к юго-востоку на 1100 км. Давление в центре циклона понизилось еще на 10 мб. Сильно возросла величина положительного вихря на уровне 850 мб (рис. 1). Циклоническая перестройка барического поля на уровнях 700 и 500 мб проходила явно замедленными темпами. Выше 500 мб поверхности отмечалось усиление антициклонального вихря. Таким образом, несмотря на возникновение в нижней тропосфере мощного циклонического вихря, его распространение на вышележащие слои было очень ограничено. Это явление можно объяснить, если проанализировать условия турбулентности в атмосфере. Оказывается, что коэффициент турбулентности во все рассмотренные дни был высок в нижней и средней тропосфере, а в верхней тропосфере и нижней стратосфере — мал. Слой атмосферы, лежащий между поверхностями 500 и 300 мб, был в данном случае «задерживающим» слоем.

Разобранные примеры показывают, что в определенных условиях силы трения в свободной атмосфере могут заметным образом влиять на перенос как положительной, так и отрицательной завихренности потоков в вертикальном направлении.

Рассчитанные характеристики вихря и коэффициента турбулентности позволяют оценить порядок величины члена $\left(\frac{\partial \Omega_z}{\partial t}\right)_\tau$ по формуле (6). Для этого сначала был оценен поток вихря по формуле (7) для различных уровней, а затем — изменение этого потока по высоте. Оказалось, что член $\left(\frac{\partial \Omega_z}{\partial t}\right)_\tau$ имеет порядок величины равный 10^{-11} и, таким образом, сравним с величинами бароклинного и широтного члена.

Поступила 15/IV 1958 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенков Е. П. О горизонтальной дивергенции скорости в атмосфере. Метеорол. и гидрол., № 6, 1958.
2. Броунов П. И. Передвижение циклонов и антициклонов в связи с общим круговоротом атмосферы и суждение о предстоящей погоде. Метеорол. вест., 1892.
3. Броунов П. И. К теории грозных вихрей. Метеорол. вест., 1897.
4. Гандин Л. С., Лайхтман Д. Л., Матвеев Л. Т., Юдин М. И. Основы динамической метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1956.
5. Кочин Н. Е. Об упрощении уравнений гидромеханики для случая общей циркуляции атмосферы. Труды Главн. геофиз. обсерв., вып. 4, 1936.
6. Кочин Н. Е. Построение модели зональной циркуляции атмосферы. Труды Главн. геофиз. обсерв., вып. 10, 1936.
7. Матвеев Л. Т. Правила качественного анализа условий вихреобразования в атмосфере и некоторые результаты проверки их. Метеорол. и гидрол., № 4, 1956.
8. Матвеев Л. Т., Зябриков В. А. О качественном анализе условий вихреобразования в атмосфере. Метеорол. и гидрол., № 7, 1958.
9. Матвеев Л. Т. Исследование турбулентной структуры воздушного потока в районе озера Севан с помощью самолета. Труды Главн. геофиз. обсерв., вып. 78, 1958.
10. Матвеев Л. Т. Количественные характеристики турбулентного обмена в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Изв. Акад. наук, сер. геофиз., № 7, 1958.

Н. Н. БРЯЗГИН

К ВОПРОСУ ОБ АЛЬБЕДО ПОВЕРХНОСТИ ДРЕЙФУЮЩИХ ЛЬДОВ

Альbedo подстилающей поверхности является важным фактором радиационного баланса. Как известно, величина альbedo зависит, в первую очередь, от характера подстилающей поверхности (состояния, цвета, шероховатости и т. д.). Особенно это относится к снежной и ледяной поверхностям. В период таяния структура этих поверхностей изо дня в день — и даже от часа к часу — непрерывно изменяется. Однако и в холодную половину года снежная поверхность не бывает однородной: в одних местах снег уплотнен, в других он рыхлый и т. д. Поэтому и альbedo таких поверхностей будет отличаться иногда на 10—15%.

В данной работе рассматривается изменение альbedo в зависимости от состояния поверхности снега и льда. Материалом для исследования послужили многочисленные актинометрические наблюдения, произведенные на ледяном острове дрейфующей станцией «Северный полюс-6» в 1956/57 г. Ф. Д. Шипиловым и автором настоящей статьи. За время наблюдений альbedo снега изменялось от 55 до 100%, альbedo морского льда — от 20 до 60%. Трудно привести другой пример такой физически неоднородной среды, как снежный покров. Структура свежеснежного пушистого снега резко отлична от структуры старого снега (фирна), влажность снега колеблется от сухого рассыпчатого до снежной каши (смесь снега с водой).

Однако на дрейфующих льдах центральной части Арктического бассейна колебания альbedo значительно меньше, чем в более южных районах. Если в умеренных широтах минимальное значение альbedo снега достигает 30%, то на дрейфующих льдах минимальное альbedo снежного покрова не опускается ниже 55%.

Как показали наблюдения, значительные понижения альbedo были обусловлены интенсивным таянием вследствие адвекции теплого воздуха или прохождения дождей. Особенно сильно уменьшалось альbedo влажного снега в период его таяния, а альbedo льда — с уменьшением пористости и потемнением его окраски. Кроме того, колебания альbedo летом были связаны с частыми выпадениями свежего снега, что в других районах Арктики происходит реже. На рис. 1 показано изменение альbedo снега и льда в летний период; дни со снегопадами обозначены звездочкой.

Альbedo снежного покрова на дрейфующих льдах весной и осенью колеблется от 70 до 95%. Несомненно, величина альbedo снежного покрова в эти периоды зависит от изменений его физических свойств.

Летом альbedo подстилающей поверхности дрейфующих льдов меняется значительно быстрее, чем весной и осенью. Это объясняется резкими изменениями физических свойств снега и верхнего слоя льда. В период интенсивного таяния альbedo подстилающей поверхности ледяного острова в среднем составляло 60%. Однако свежавыпавший снег вызывал резкое увеличение альbedo подстилающей поверхности. Большие изменения альbedo свежего снега в летние месяцы объясняются значительным повышением влажности в период его выпадения, а затем стаиванием и обнажением верхней границы льда. Снег оседает, структура его изменяется, зерна укрупняются, вследствие чего пористость возрастает. В результате отражение и рассеивание солнечных лучей происходит слабее.

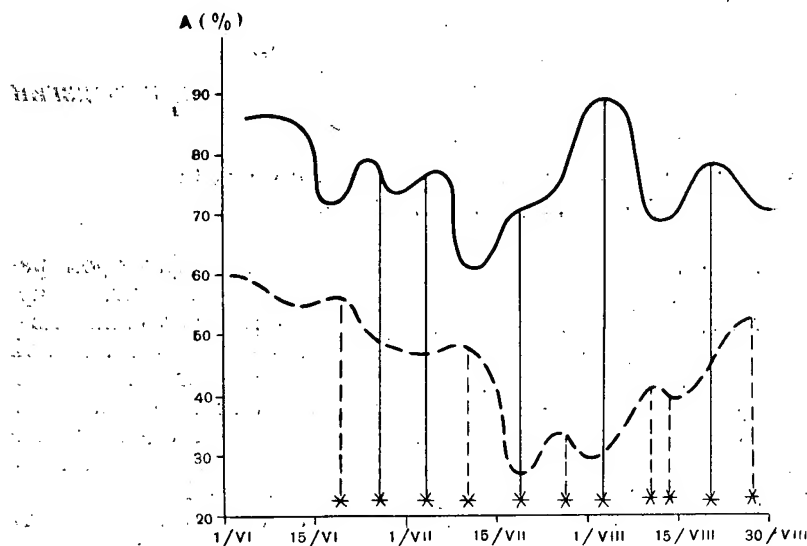


Рис. 1. Изменение альbedo чистого снега (сплошная линия) и морского льда (пунктирная линия) на станции «Северный полюс-6». Июнь — август 1956 г.

Говоря о структуре снега в летний период, нельзя не отметить явления «парникового эффекта». При отрицательных температурах воздуха и значительном поступлении солнечной радиации кристаллы снега оплавляются и на его поверхности образуются тонкие ледяные «пластинки», под которыми накапливается тепло, достаточное для таяния. Кроме того, такие же пластинки, только обрывающиеся с одного края и нависающие над углублениями, образуются вследствие нагрева лучами солнца различных поверхностей снега, т. е. солнечные лучи оказываются перпендикулярными к этим поверхностям, и вследствие этого они тают значительно быстрее. Такие же пластинки и углубления образуются и при таянии верхней поверхности льда, но в меньшей степени.

Ледяная поверхность имеет большую пористость, чем снег, но высота такого разрушенного слоя незначительна. Верхний слой льда в период разрушения становится белым и только в отдельных местах, где пористость незначительна, имеет голубоватую окраску. В течение всего периода разрушения верхний слой льда постепенно стаивает. Толщина ледяного покрова за лето уменьшается на 40—50 см.

В летний период ледяная поверхность в значительной степени похожа на снежную. Вследствие слабого, но непрерывного таяния поверхность льда превращается в подобие фирнового снега и почти не отличается от него (рис. 2). Белый цвет разрушающегося слоя льда умень-

шает таяние его. Происходящий процесс фирнизации снега способствует укрупнению его зерен и замедляет таяние.

На станции «Северный полюс-6» часто отмечалось отражение солнечного света снежинками, когда множество бесцветных точечных блесков сверкало на поверхности снега. Наблюдатели называют это явление «искристостью». Искристость наблюдается всегда при безоблачном небе или при облаках верхнего яруса. Иногда при высотах солнца около 10° и ниже в стороне солнца в виде бесконечной светящейся дорожки на свежевыпавшем пушистом снегу наблюдалась «цветная искристость». Цвета снежных блесков при этом явлении были желтые, красные и синие (с преобладанием желтого).



Рис. 2. Тающая поверхность льда. Июль 1956 г.

Бесцветная искристость отмечалась также у фирнового и влажного снега. Вопрос о том, обладает ли снег при искристости свойствами зеркального отражения, пока полностью не изучен. Исследования суточного хода альбедо снега показали, что искристость при низких высотах солнца (10° и ниже) способствует зеркальному отражению солнечных лучей (особенно это замечалось у цветной искристости в виде светящейся дорожки) от снежной поверхности. Например, весной в безоблачные дни альбедо чистого снега в полдень (при высоте солнца $h=30^\circ$ составляло 85%, а альбедо его около полуночи при высоте солнца $h=5-10^\circ$) достигало 90—93%.

Суточный ход альбедо снега, по данным наблюдений станции «Северный полюс-6», хорошо выражен в ясные дни; минимум приходится на полдень (рис. 3). С уменьшением высоты солнца альбедо снега возрастает за счет зеркального отражения. Несомненно, на величины суточного хода альбедо влияют ошибки измерений отраженной радиации при малых значениях инсоляции. Эти погрешности в определении альбедо, по данным станции «Северный полюс-6», увеличиваются в 5—10 раз.

В пасмурные дни альбедо снега и тающего морского льда не имеет суточного хода (рис. 4).

На альбедо поверхности, находящейся под актинометрическими приборами, значительное влияние оказывает характер окружающего льда. Так как в продолжение всего периода таяния на льду сохраняются мно-

точисленные белые пятна нестаявшего или превратившегося в фирн снега, то при измерениях на актинометрической площадке получаются завышенные значения альбеда. Весной же и осенью альbedo чистого снега понижается вследствие того, что неровности подстилающей поверхности (заструги, бугры) при низких высотах солнца создают многочисленные теневые пятна. По предварительным подсчетам ошибка в определении альбеда в этом случае составляет 5—10%.

По материалам наблюдений дрейфующих станций «Северный полюс-4 и 6» в 1956/57 г. и «Северный полюс-7» в 1957 г. были вычислены средние и крайние значения альбеда различных поверхностей: снега, льда и воды на льду (табл. 1).

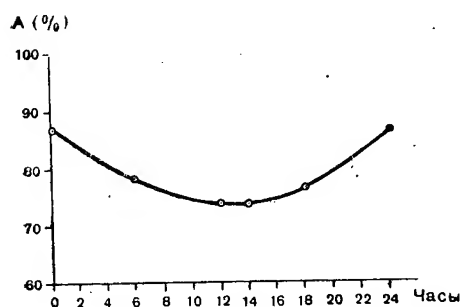


Рис. 3. Суточный ход альбеда в ясные дни (май — июнь).

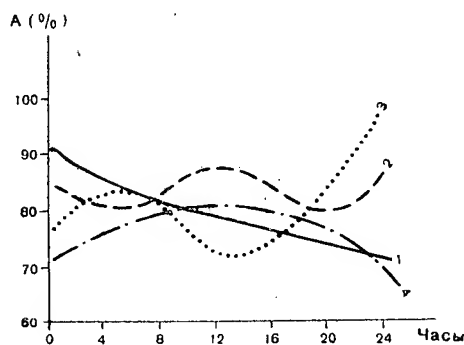


Рис. 4. Суточный ход альбеда в пасмурные дни (май — июнь).

1 — 27 мая 1956 г., 10/10 St; 2 — 2 июня 1956 г., 10/0 Ac; 3 — 24 июня 1956 г., 10/5 Ac, Frst; 4 — 29 июня 1956 г., 10/10 Sc.

Как видно из этой таблицы, при использовании величин альбеда необходимо знать детальную характеристику подстилающей поверхности, так как даже средние суточные значения альбеда сильно меняются.

Несмотря на некоторые погрешности наблюдений, можно считать, что самой главной причиной колебаний альбеда являются изменения структуры подстилающей поверхности. Поэтому правильная оценка колебаний альбеда снега и льда весьма затруднительна. Трудность оценки еще усугубляется тем, что морской лед в период таяния утрачивает свою относительно гладкую поверхность. Обтаявшие вертикальные кристаллы и пластинки часто обламываются, осыпаются и шероховатая поверхность льда, как уже говорилось, становится неотличимой от крупнозернистого снега.

При измерениях альбеда значительное внимание должно уделяться описанию подстилающей поверхности. Установившейся терминологии в таких описаниях пока не существует, и каждый наблюдатель записывает эти данные по-своему. Часто одна и та же поверхность описывается по-разному. Такие характеристики слабо сравнимы между собой. Сопоставление различных данных будет возможно только при описании поверхностей по единой классификации. Кроме того, наиболее правильную оценку альбеда можно дать лишь в том случае, если наблюдателем при описании будет указан процент изучаемой площади по отношению к окружающему пространству.

Нам представляется, что вопрос создания классификации характеристик подстилающих поверхностей является весьма актуальным. В табл. 2 предлагается классификация и условные сокращения для характеристики поверхностей снега и льда.

Таблица 1

Альbedo различных поверхностей по данным дрейфующих станций

Структура	Состояние влажности и цвет	Альbedo (%)		
		среднее	максимальное	минимальное
Свежевыпавший снег	сухой ярко-белый чистый	88	98	72
Свежевыпавший снег	влажный ярко-белый	80	85	80
Свеженаметенный снег	сухой чистый слабоуплотненный	85	96	70
То же	влажный серо-белый	77	81	59
Снег, выпавший или наметенный от 2 до 5 дней назад	сухой чистый	80	86	75
То же	влажный серо-белый	75	80	56
Плотный снег	сухой чистый	77	80	66
То же	влажный серо-белый	70	75	61
Снег и лед	сухой серо-белый	65	70	58
Тающий лед	влажный серый	60	70	40
Тающие ледяные бугры	влажные серо-грязного цвета	55	65	36
Снег, пропитанный водой (снег в период интенсивного таяния)	светло-зеленый	35	—	28
Снежицы в первый период таяния	вода светло-голубая	27	36	24
Снежицы глубокие, от 30 до 100 см	вода зеленая	20	26	13
То же	вода голубая	22	28	18
Снежицы, покрытые льдом	гладкий серо-зеленый лед	25	30	18
То же	гладкий лед, покрытый белыми ледяными цветами изморози	33	37	21

Возможные варианты поверхностей разбиты на четыре основные группы, обозначенные римскими цифрами. Первая группа подразделена на три вида, остальные три группы содержат по одному виду, обозначенному большими буквами. Каждый из видов содержит разновидности.

Когда наблюдается несколько типов поверхностей одновременно, то все они фиксируются. Обязательно проставляется площадь, занятая этими поверхностями, в процентах к площади видимого пространства радиусом около 200 м. Для более полной характеристики отмечается цвет подстилающей поверхности. Для их характеристики можно пользоваться данными третьей графы таблицы. Предлагаемая классификация является первым опытом. В дальнейшем, с накоплением наблюдений, она должна быть доработана и уточнена.

В настоящее время уже имеется значительное количество актинометрических наблюдений, выполненных на небольших площадях в центральной части Арктического бассейна. Возникает вопрос о необходимости измерения альbedo подстилающей поверхности на больших пространствах океана с помощью авиации. Данные, которые будут получены таким методом, крайне важны для исследования радиационного баланса Центральной Арктики. Они позволят учесть влияние многочисленных разводий и полыней на альbedo поверхности океана.

Таблица 2

Классификация подстилающих поверхностей снега и льда

I. Снег		III. Вода
II. Лед		IV. Снег, лед, вода
Характеристика поверхности	Условное сокращение	Примечание
1	2	3
I. Снег		
A. Свежевыпавший снег		
а) Свежевыпавший пушистый	Сп	
б) Свежевыпавший на старом плотном	Спп	
Б. Свеженаметенный снег		
а) Свеженаметенный мягкий	Сим	Добавляются слова «перемещается» или «поземок», если наблюдаются эти явления в срок
б) Свеженаметенный уплотненный с застругами	Сну	
в) Свеженаметенный с застругами, местами плотный старый	Сиз	
В. Плотный зернистый снег		
а) Плотный ровный с застругами	Срз	
б) Плотный неровный местами мягкий	Снм	
в) Плотный шероховатый, крупнозернистый	Сш	
г) Тающий снег	Ст	
д) Старый мягкий снег	Смс	
е) Наст	Сн	
II. Лед		
Г. Морской лед		
а) Сухой шероховатый	Лсш	
б) Тающий пористый	Лтп	
в) Молодой лед на полыньях и разводьях	Лмр	
III. Вода		
Д. Снежницы, полыньи		
а) Снежницы	Всн	Для снежниц указывается глубина (в сантиметрах) и цвет дна
б) Полыньи, разводья	Впр	
IV. Снег, лед, вода		
Е. Снег, лед, вода, встречающиеся вместе		
а) Снег, пропитанный водой	Спв	
б) Снег и лед, тающие фирнизовавшиеся	СЛф	
в) Снежницы замерзшие	Сиз	
г) Снежницы замерзшие, покрытые изморозью	Сни	

Таким образом, колебания альбедо снега и льда объясняются прежде всего изменениями состояния их поверхностей. Это привело нас к мысли о необходимости создания альбома подстилающих поверхностей. На станции «Северный полюс-6» в 1956/57 г. было собрано около 80 фотографий различных поверхностей снега и льда. Этот альбом находится в Фондах Арктического и антарктического института.

Поступила 26/III 1958 г.

И. О. КОНСТАНТИНОВ

СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ ИНТЕНСИВНОСТИ КОСМИЧЕСКИХ
ЛУЧЕЙ В БУХТЕ ТИХОЙ

Суточные вариации интенсивности мезонной компоненты космических лучей составляют важную группу среди вариаций интенсивности космических лучей внеземного происхождения. Детальное изучение таких вариаций может раскрыть природу и основные свойства солнечных корпускулярных потоков, обуславливающих многие геофизические явления. Однако колебания температуры в свободной атмосфере, также имеющие суточный ход, существенно искажают первичные вариации. Следовательно, весьма важно правильно учитывать влияние температуры на суточные вариации.

В настоящее время наиболее целесообразным является внесение температурных поправок по методу Фейнберга—Дормана, исходящему из двумезонной схемы распада и учитывающему реальное распределение температуры по всей толще атмосферы. Ценность этого метода, окончательно сформулированного в работе Л. И. Дормана [2], подтвердилась в ряде исследований, выполненных на материале среднеширотных (Москва, Якутск) и высокоширотных (мыс Шмидта) станций.

Учитывая большую изменчивость метеорологических факторов в высоких широтах, нам представилось полезным получить свободные от влияния атмосферных эффектов вариации первичной интенсивности космических лучей по материалам обсерватории бухты Тихой ($80^{\circ}19'$ с. ш., $52^{\circ}48'$ в. д., геомагнитная широта $71^{\circ}30'$). Установленная там автоматическая ионизационная камера АСК-2 вела непрерывную запись с декабря 1952 г. по сентябрь 1955 г. Значение ионизационного тока, компенсировавшего средний ионизационный ток, создаваемый космическим излучением, было равно $I_0 = 2,31 \cdot 10^6$ пар ионов/сек. Данные регистрации исправлялись за толчки и за давление. Барометрический коэффициент принимался равным $k = 0,16\%$ на 1 мб.

Для введения температурных поправок нами использовались данные только по многократному радиозондированию атмосферы, так как, используя двухразовое зондирование при отсутствии иных сведений о суточном ходе температуры, исходят из сомнительного положения об экстремальности температуры в часы зондирования. Исправление по методу «день—ночь» применялось в работе К. К. Федченко [5] и дало интересные результаты, хотя и нуждающиеся в значительном уточнении. С этой целью мы воспользовались хотя и немногочисленными, но более точно описывающими суточный ход температуры данными четырехразового радиозондирования атмосферы. Такие серии проводятся в бухте Тихой с мая 1954 г. дважды в месяц — 20 и 21 числа. В нашем распоряжении были данные по августу 1956 г. Так как в летнее время резуль-

таты зондирования значительно лучше, чем зимой, то весь материал был разбит на два периода — теплый и холодный; первый охватывает месяцы с мая по август, второй — с октября по март. Построение суточного хода температуры и вариаций интенсивности космических лучей проводилось отдельно для обоих периодов.

Таким образом, по материалам четырехразовых серий зондирования атмосферы был построен суточный ход температуры на стандартных изобарических поверхностях до 100 мб включительно для теплых и до 200 мб включительно для холодных месяцев (рис. 1 и 2). Кривые проведены только по значениям температуры, полученным непосредственно по данным радиозондирования; экстраполированные значения при осреднении не учитывались.

Из графиков видно, что летом суточный ход температуры выражен резче, чем зимой. Максимальное значение температуры в летние месяцы приходится примерно на 15 час. по местному времени, смещаясь с высотой к полудню. Этот результат хорошо согласуется с выводами Н. С. Каминер [3] и Е. С. Селезневой [4]. Наиболее хорошо суточный ход температуры выражен на самых низких уровнях (наземный и 1000 мб) и в верхней тропосфере (300 мб и выше). Там амплитуда суточного хода достигает 3°. На уровнях 800—400 мб амплитуда уменьшается до величины $\lesssim 1^\circ$, и суточный ход становится очень неустойчивым.

Для каждого среднего значения температуры подсчитана среднеквадратичная ошибка σ ; порядок ее 0,1—0,2 для легко достижимых уровней и $\sim 0,4$ для верхних, редко регистрируемых уровней. Оценка достоверности амплитуд $|a|$ кривых производилась согласно критерию $\frac{|a|}{\sigma} > 3$. Неустойчивость суточного хода на средних уровнях характери-

зуется малым значением отношения $\frac{|a|}{\sigma}$ (< 3). Реальность амплитуд кривых для зимнего периода менее достоверна; это хорошо согласуется с результатами работы, выполненной на материалах мыса Шмидта [5].

Приведенные кривые суточного хода температуры использовались при расчете температурных поправок для суточного хода интенсивности космических лучей. С этой целью с помощью коэффициентов, полученных Л. И. Дорманом [2], вычислялся вклад каждого слоя (толщиной 100 мб) в величину температурной поправки. Влияние всей атмосферы определялось суммированием поправок по всем уровням:

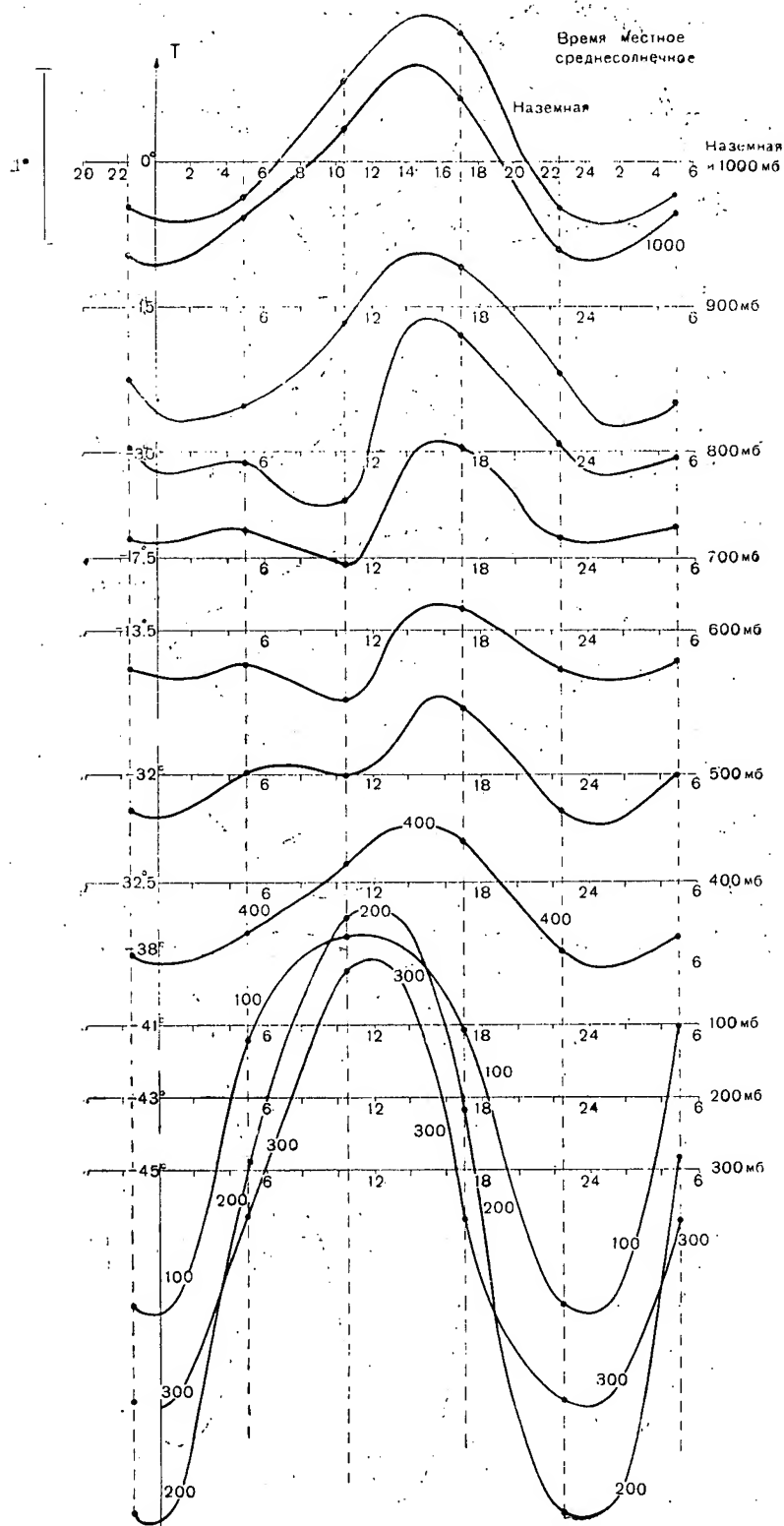
$$\Delta W = - \sum_i k_i \Delta T_i \quad (1)$$

где ΔW — суммарная температурная поправка, определяющая влияние всей атмосферы на интенсивность космических лучей;

k_i — коэффициенты, различные для разных уровней;

ΔT_i — отклонения температуры на разных стандартных изобарических поверхностях от распределения температуры, имевшего место в момент компенсации прибора.

Таким образом, для построения кривой суточного хода температурной поправки ΔW получены четыре точки, по которым ход кривой можно представить достаточно точно. Суммирование вкладов различных уровней проводилось для летнего периода до 100 мб и несколько выше, а также до 200 мб для сравнения с зимой, когда зондов, поднявшихся выше этого уровня, почти не было. Кроме того, для проверки правильности обычно используемого метода экстраполяции строились кривые ΔW по средним значениям температуры, полученным с учетом данных; экстраполированных до верхних уровней. Таким образом, для летнего периода были построены четыре кривые, а для зимнего — две (до 200 мб без учета и с учетом экстраполированных значений температу-



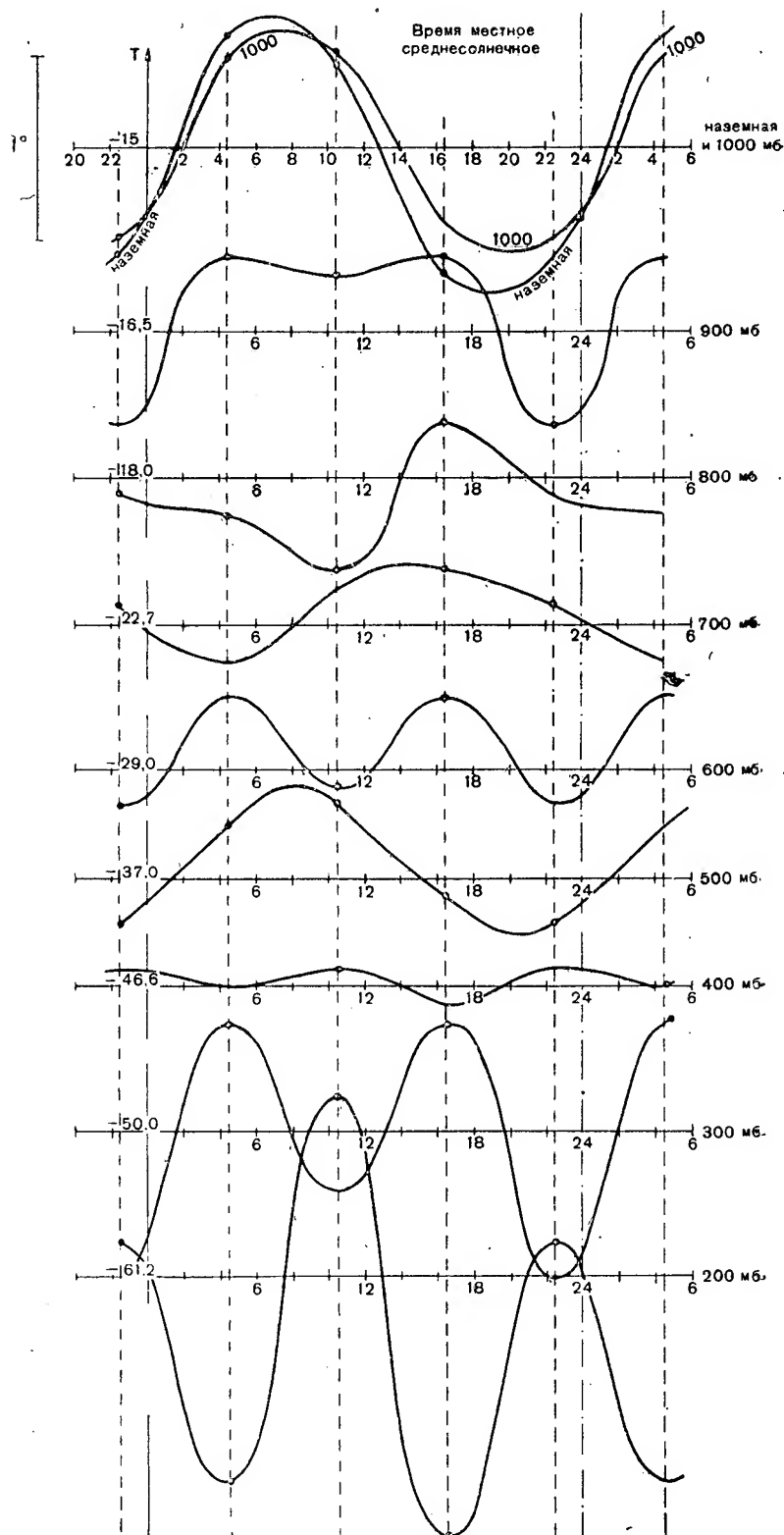


Рис. 2. Суточный ход температуры на изобарических поверхностях в холодные месяцы по данным четырехразового зондирования в 1954—1956 гг.

Таблица 1

Значения температурных поправок

	Сроки радиозондирования (часы)			
	4,5	10,5	16,5	22,5
Теплый период				
100 мб и выше				
без учета экстраполированных значений T	-2°,74	-2°,95	-2,86	-2°,56
с учетом экстраполированных значений T	-2,68	-2,87	-2,70	-2,53
200 мб и ниже				
без учета экстраполированных значений T	-2,26	-2,37	-2,34	-2,12
с учетом экстраполированных значений T	-2,24	-2,36	-2,32	-2,16
Холодный период				
200 мб и ниже				
без учета экстраполированных значений T	1,31	1,22	1,32	1,35
с учетом экстраполированных значений T	1,30	1,35	1,34	1,43

ры). Табл. 1 содержит значения температурных поправок ΔW для построения этих шести кривых в процентах к интенсивности космических лучей. Основные результаты сравнения этих кривых могут быть кратко сформулированы следующим образом:

1. Экстраполяция вносит в среднюю кривую ΔW весьма малую ошибку, равную примерно $0,02 \div 0,08\%$. Следовательно, этим методом можно смело пользоваться при наличии достаточно частых реперных точек, по которым производится экстраполяция.

2. Вклад уровней 100 мб и выше в ΔW весьма существенен и составляет $\approx 0,5\%$ для теплых месяцев. Поэтому недоучет указанных уровней может сказаться весьма значительно.

3. В теплые месяцы максимум суточного хода ΔW приходится приблизительно на 0 час., а минимум — на 12 час. местного времени. Зимой экстремумы незначительно смещаются на более ранние часы. Двойная амплитуда (разность между максимумом и минимумом) кривой суточного хода летом равна $0,26\%$, зимой она в 2 раза меньше и составляет $0,13\%$. В связи с необходимостью сравнить результаты исследования для обоих периодов исправление данных интенсивности космических лучей за температуру проводилось с учетом уровней только до 200 мб. Форму полученных кривых ΔW можно видеть на рис. 3 и 4 (пунктир), где они приведены в отклонениях от средних значений для каждого периода. Среднесуточное значение поправки ΔW для летних месяцев равно $-2,27\%$, для зимних $+1,30\%$.

Ежечасные значения интенсивности космических лучей, исправленные за толчки и давление, осреднялись по указанным группам месяцев и представляли собой суточный ход δI_{ip} , регистрируемый прибором в бухте Тихой; δI_{ip} (тонкие линии) имеет весьма слабый суточный ход, более заметный в зимние месяцы, с фазой максимума около полудня и двойной амплитудой $\sim 0,14\%$. Летом амплитуда в 2 раза меньше. Сред-

ний уровень интенсивности в холодные месяцы (${}^3\delta I_{ip}^{cp} = 11,37\%$) выше, чем в теплые (${}^1\delta I_{ip}^{cp} = 9,12\%$). Эта разница характеризует собой сезонные вариации интенсивности космических лучей.

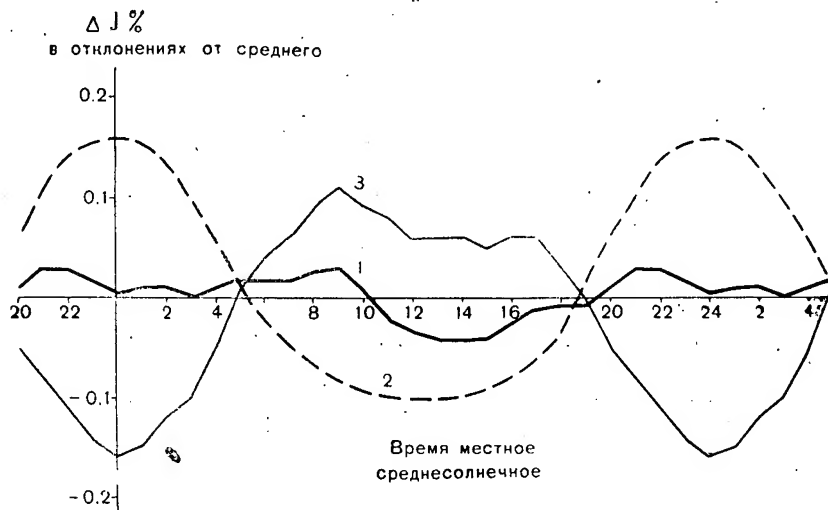


Рис. 3. Суточный ход интенсивности жесткой компоненты космических лучей и температурной поправки в теплые месяцы.

1 — интенсивности космических лучей, не исправленной за температуру (δJ_{ip}); 2 — температурной поправки ΔW ; 3 — интенсивности космических лучей, исправленной за температуру (δI_{ip}^{cp}).

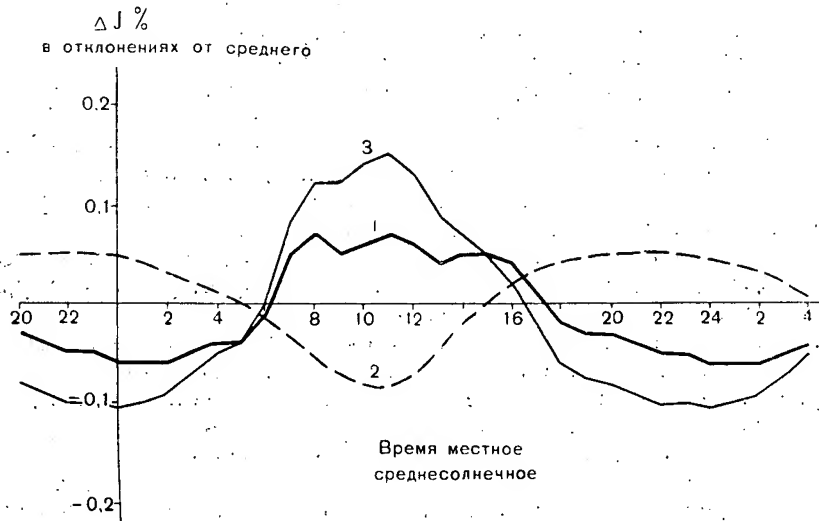


Рис. 4. Суточный ход интенсивности жесткой компоненты космических лучей и температурной поправки в холодные месяцы.

1 — интенсивности космических лучей, не исправленной за температуру (δJ_{ip}), 2 — температурной поправки ΔW ; 3 — интенсивности космических лучей, исправленной за температуру (δI_{ip}^{cp}).

В работе К. К. Федченко [5] δI_{ip} , а в работе Л. И. Дормана [2] обе величины — и ΔW , и δI_{ip} — перед сложением подвергались гармоническому анализу для отделения суточного хода от возможных процессов с другим периодом. Однако из-за отсутствия сколько-нибудь достоверных сведений о реальности полусуточных и других вариаций интенсив-

ности космических лучей и тем более температуры трудно представить физическую целесообразность гармонизации кривых как δI_{ip} , так и, особенно, температуры. Поэтому в настоящей работе мы отказались от этого приема, естественно дающего весьма плавные кривые, но физически мало оправданного. Исправлению за температуру мы подвергали значения δI_{ip} , сглаженные обычным способом по формуле трапеции

$$\bar{b} = \frac{a + 2b + c}{4} \quad (2)$$

Первичные вариации δI_{ipt} , свободные от влияния всех атмосферных эффектов, получаются по формуле

$$\delta I_{ipt} = \delta I_{ip} - \Delta W. \quad (3)$$

Так как нашей задачей является выделение суточных вариаций, то кривые на рис. 3 и 4, дающие ход δI_{ipt} , построены в отклонениях значений амплитуды от среднесуточных уровней для обоих периодов. Как видно из графиков, температурные эффекты в атмосфере сильно маскируют суточную вариацию первичной компоненты интенсивности космических лучей. Введение температурных поправок в суточный ход δI_{ip} примерно в два раза увеличивает амплитуду суточной волны мезонной интенсивности для холодных месяцев; для лета это также приводит к значительному увеличению амплитуды. Фаза максимума вариаций δI_{ipt} для обоих периодов примерно одинакова и соответствует приблизительно 11 час. по местному времени. Двойная амплитуда первичных суточных вариаций зимой и летом имеет очень близкие значения (около 0,26%).

Как уже упоминалось, среднесуточные уровни интенсивности космических лучей в разные периоды различны; это различие характеризует собой сезонные вариации мезонной интенсивности. Следовательно, введение поправок ΔW должно привести интенсивность первичной компоненты к одному уровню, так как сезонного хода первичная интенсивность иметь не должна. Для соблюдения равенства

$${}^1\delta I_{ipt}^{cp} = {}^3\delta I_{ipt}^{cp} \quad (4)$$

в средних уровнях температурных поправок ΔW^{cp} по обоим периодам должно быть такое же соотношение, как и между ${}^1\delta I_{ip}^{cp}$ и ${}^3\delta I_{ip}^{cp}$, т. е. зимой больше, чем летом, на 2,25%. Однако в действительности средний уровень температурной поправки зимой еще выше и составляет 1,30% вместо —0,02%, т. е. на 1,32% уровни не совпадают даже после исправления за температуру.

Это расхождение, возможно, обуславливается рядом факторов. Одним из них может явиться использование несколько завышенных значений коэффициентов k_i в формуле (1) при исправлении значений интенсивности космических лучей за температуру. В связи с тем, что $|\Delta T_z| > |\Delta T_n|$, ошибка, вносимая в ΔW за счет завышенных значений k_i , зимой будет больше, чем летом. Поэтому исправление ΔW за счет введения новых, уменьшенных коэффициентов может сблизить уровни δI_{ipt}^{cp} для холодных и теплых месяцев. Действительно, если подставить в формулу (3) исправленные значения ΔW , то уровень ${}^3\delta I_{ipt}^{cp}$ понизится больше, чем уровень ${}^1\delta I_{ipt}^{cp}$. Другим немаловажным фактором могут быть ошибки в результатах радиозондирования атмосферы. Радиационные ошибки, естественно, наиболее существенны летом; зимой же вследствие более низких температур большее значение имеет обычная погрешность датчика температуры. Различие этих ошибок в разные сезоны, возможно, тоже в какой-то степени влияет на различие уровней δI_{ipt}^{cp} . Учет этих

факторов уменьшит отмеченное нами расхождение средних уровней интенсивности космических лучей в разные сезоны.

Таким образом, в настоящей работе в качестве основного результата получены суточные вариации первичной интенсивности космических лучей для теплого и холодного периодов по данным регистрации мезонной компоненты в бухте Тихой с декабря 1952 г. по сентябрь 1955 г. Для теплого периода до исправления за температуру двойная амплитуда суточных вариаций была равна $\sim 0,06\%$, максимум приходился примерно на 2,5 часа по местному времени; после исправления двойная амплитуда увеличилась до $\sim 0,26\%$, максимум сместился к 11 час. по местному времени. Для холодного периода до исправления за температуру двойная амплитуда была равна $\sim 0,13\%$, после исправления она возросла до $\sim 0,26\%$, фаза максимума при этом почти не изменилась и в обоих случаях отмечалась примерно в 11 час. по местному времени. Из этого видно, что суточные вариации первичной интенсивности космических лучей не имеют сезонного хода, т. е. для обоих рассмотренных периодов после исправления за температуру амплитуда и фаза суточной волны одинаковы.

Результаты настоящей работы, в которой использованы несколько иные методы обработки данных, подтверждают и частично дополняют сделанные ранее выводы о характере суточных вариаций интенсивности космических лучей в высоких широтах. В настоящей работе не учтены радиационные ошибки радиозонда. Возможно, что после их исключения полученные результаты могут несколько измениться.

Поступила 22/III 1957 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердичевская Т. М., Фукс Л. А., Шварцман Б. Ф. Температурный эффект в сезонных и суточных вариациях мезонной интенсивности космических лучей на мысе Шмидта. Сборн. «Проблемы Арктики», вып. 4, 1958.
2. Дорман Л. И. Вариации космических лучей. Гостехтеоретиздат, 1957.
3. Каминер Н. С. Суточный ход температуры в свободной атмосфере. Труды Центр. аэрол. observ., вып. 16, 1956.
4. Селезнева Е. С. Суточный ход температуры в тропосфере. Изв. Акад. наук СССР, сер. географ. и геофиз., т. 9, № 2, 1945.
5. Федченко К. К. О вариациях космических лучей в высоких широтах и их связи с геофизическими явлениями. Труды Аркт. инст., т. 83, 1956.

А. В. ЯНЕС

О РАСЧЕТЕ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ В ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ

Выяснение механизма теплообмена океан — атмосфера является одним из центральных вопросов современной гидрометеорологии. Сложность процессов, происходящих на границе этих двух сред, малое количество наблюдений, несовершенство приборов и методики измерения, а также недостаточность теоретических разработок до настоящего времени еще не позволяют с необходимой точностью оценить величины теплообмена и характеризовать ход их изменения. Картина еще более осложняется, когда на поверхности моря находится лед.

Происхождением и развитием ледяной покров обязан теплообмену между морем и атмосферой, и поэтому, естественно, лед должен являться как бы интегратором тепловых процессов, происходящих на поверхности моря.

При наличии льда теплообмен осуществляется через теплоизолирующую пленку, но не пассивную, а активно участвующую в этом процессе, чутко реагирующую на малейшее изменение в соотношении тепловых факторов. В связи с этим при расчете теплообмена покрытого льдом моря с атмосферой мы не вправе пользоваться обычной формулой теплопроводности, выведенной для плоской однородной стенки при стационарном тепловом режиме. По этой формуле величины теряемого морем и приобретаемого атмосферой тепла равны между собой и пропорциональны разности температур верхней и нижней кромки льда или, что еще более неверно, воздуха и воды. Такова, например, формула В. В. Шулейкина [7] для теплопотери моря за сутки:

$$-Q = \frac{k(t_w - t_a)}{D} \cdot 60^2 \cdot 24 = 432 \frac{t_w - t_a}{D},$$

где k — коэффициент теплопроводности;

t_w — температура воды;

t_a — температура воздуха;

D — толщина льда.

В формуле предполагается, что коэффициент теплопроводности льда по всей толще одинаков (по В. В. Шулейкину $k = 5 \cdot 10^{-3}$ и мало изменяется). Но для мощных льдов, в особенности многолетних, имеющих различные физико-химические свойства на разных горизонтах, коэффициент теплопроводности не может быть одинаков во всей толще, что и подтверждается исследованиями других ученых. Так, Ф. Мальмгрен [2] на основании наблюдений над температурой, соленостью и плотностью льда Арктического бассейна нашел, что значение коэффициента теплопроводности может изменяться в пределах от $1,7 \cdot 10^{-3}$ (на поверхности льда) до $5,0 \cdot 10^{-3}$ (на глубине 1,25 м).

Н. Т. Черниговский [6], проделав такие же вычисления для припая поданным полярных станций, подтвердил величины коэффициента теплопроводности, найденные Ф. Мальмгренем. Конечно, методика вычисления коэффициента теплопроводности (метод температурных градиентов), применявшаяся этими исследователями, не лишена ошибок, и Н. Т. Черниговский сам указывает на ориентировочный характер полученных им цифр. Однако все же по этим данным мы можем судить о характере изменчивости коэффициента теплопроводности как с глубиной, так и со временем (расчеты проводились для различных месяцев). Все три автора дают значение коэффициента теплопроводности для глубинных слоев льда (порядка 1,5—2 м от поверхности) примерно равным $5 \cdot 10^{-3}$. Следовательно, эта цифра, полученная Ф. Мальмгренем косвенным путем (затем подтвержденная Н. Т. Черниговским на основании таких же вычислений), а В. В. Шулейкиным — экспериментально, с подтверждением на материале наблюдений Ф. Мальмгрена, может считаться достаточно надежной. В то время как о значениях коэффициента теплопроводности слоев, расположенных до глубины 1,5 м, мы этого сказать не можем.

Из изложенного можно сделать вывод, что величины теплообмена море — атмосфера через лед, рассчитываемые по разности температур воздух — вода и постоянному коэффициенту теплопроводности льда, являются довольно приближенными.

Чаше всего пока нельзя проводить расчет каким-либо другим путем. Возможность эта возникает лишь в случае, если есть наблюдения над физическим состоянием ледяного покрова и, в первую очередь, над его температурой. Зная распределение температур в толще льда, а следовательно, величины и направление температурных градиентов, можно судить об интенсивности и направлении тепловых потоков.

Выделим в толще льда цилиндр с вертикальной осью и горизонтальным основанием в 1 см^2 . Вследствие значительной протяженности льда в горизонтальном направлении, можно считать, что тепловые потоки через боковые поверхности цилиндра равны нулю. В таком случае дифференциальное уравнение теплопроводности примет вид:

$$C \rho \frac{\partial t}{\partial \tau} = \lambda \frac{\partial^2 t}{\partial z^2},$$

где C — удельная теплоемкость;
 ρ — плотность;
 λ — коэффициент теплопроводности;
 t — температура;
 τ — время;
 z — вертикальная координата.

Интегрируя в пределах от поверхности льда до глубины H , получаем

$$C \rho \int_0^H \frac{\partial t}{\partial \tau} dz = \lambda \left. \frac{\partial t}{\partial z} \right|_0^H,$$

$$\lambda \left. \frac{\partial t}{\partial z} \right|_0^H = -\lambda \left. \frac{\partial t}{\partial z} \right|_{z=0} + \lambda \left. \frac{\partial t}{\partial z} \right|_{z=H},$$

где $-\lambda \left. \frac{\partial t}{\partial z} \right|_{z=0} = P_0$ — тепловой поток через верхнюю поверхность льда;

$\lambda \left. \frac{\partial t}{\partial z} \right|_{z=H} = -P_H$ — тепловой поток через нижнюю поверхность льда.

Следовательно, можно написать:

$$C \rho \int_0^H \frac{\partial t}{\partial \tau} dz = P_0 - P_H.$$

или

$$C\rho \int_0^H [t(z, \tau_2) - t(z, \tau_1)] dz = P_0 - P_H.$$

Выражение $C\rho \int_0^H [t(z, \tau_2) - t(z, \tau_1)] dz$ характеризует величину изменения теплозапаса льда, т. е. то количество тепла, которое лед приобрел или отдал с 1 см^2 поверхности. В дальнейшем для краткости обозначим это выражение через ΔQ . При $-\Delta Q$ теплозапас уменьшается, при $+\Delta Q$ — увеличивается. P_0 — тепловой поток через верхнюю поверхность льда — характеризует величину теплообмена с атмосферой. При $-P_0$ тепловой поток направлен из льда в атмосферу, при $+P_0$ —

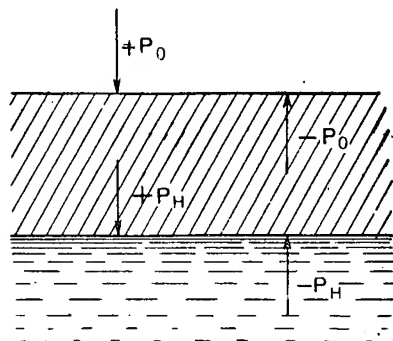


Рис. 1.

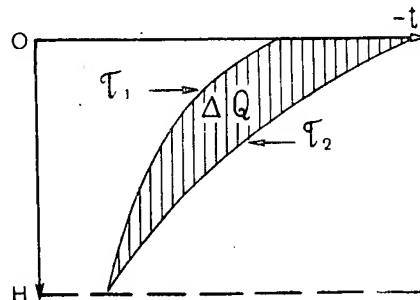


Рис. 2.

из атмосферы в лед (рис. 1). P_H — тепловой поток через нижнюю поверхность льда — характеризует величину теплообмена льда с водой. При $-P_H$ поток направлен из воды в лед, при $+P_H$ из льда в воду. Однако поток P_H , в свою очередь, можно представить как сумму $P_d + P_v$, где P_d — тепловой поток за счет ледообразования на нижней кромке, P_v — тепловой поток за счет охлаждения подледного слоя воды (теплоотдачи воды). Результатом этого теплообмена является изменение мощности ледяного покрова, его нарастание или таяние снизу.

Таким образом, уравнение $\Delta Q = P_0 - P_H$ характеризует тепловое состояние льда: изменение теплозапаса льда и теплообмен через верхнюю и нижнюю поверхности. Зная распределение температур в толще льда, а также его физические константы, можно определить все члены этого уравнения. Численное значение интеграла $\int_0^H [t(z, \tau_2) - t(z, \tau_1)] dz$ находится

очень просто и достаточно точно с помощью планиметрирования на графике вертикального распределения температур льда за разные сроки участка, заключенного между линиями распределения температур за моменты τ_1 и τ_2 (рис. 2). Произведение полученной величины и $C\rho$ дает значение ΔQ за интервал времени $\tau_1 - \tau_2$. Если за этот период масса льда охлаждалась, т. е. если в момент τ_1 температура льда была выше, чем в момент τ_2 , то ΔQ имеет отрицательный знак.

Величины тепловых потоков P_0 и P_H также можно вычислить, зная значение λ и температурные градиенты у нижней и верхней поверхностей льда. Для нижних слоев льда значение коэффициента теплопроводности, как уже указывалось, определено более или менее надежно, но о значении λ верхних слоев льда мы имеем весьма разноречивые сведения.

Температурные градиенты легко рассчитать, зная распределение температур.

Таким образом, значение ΔQ и P_H можно найти, исходя непосредственно из наблюдений над температурой льда, его плотностью и соленостью (для определения теплоемкости), значение же P_0 из-за ненадежности величины λ верхних слоев льда нельзя найти таким способом, и поэтому P_0 определяется как остаточный член уравнения

$$\Delta Q = P_0 - P_H,$$

$$P_0 = \Delta Q + P_H.$$

Отсюда можно найти коэффициент теплопроводности в верхнем слое льда:

$$-\lambda \left. \frac{dt}{dz} \right|_{z=0} = \Delta Q + P_H.$$

Обозначим λ при $z=0$ как λ_0 , $\frac{\partial t}{\partial z}$ при $z=0$ как g_0 , тогда

$$-\lambda_0 g_0 = \Delta Q + P_H,$$

$$\lambda_0 = \frac{-\Delta Q + P_H}{g_0} = -\frac{P_0}{g_0}.$$

Определив поток P_0 и отнеся его к единице времени (сек.), а также зная величину g_0 , найдем λ_0 .

Говоря о потоке P_0 , мы считали, что снег на поверхности льда отсутствует и что тепловой поток возникает за счет теплообмена льда с атмосферой. При наличии же снега поток P_0 будет характеризовать теплообмен между льдом и снегом.

Теплообмен, как известно, может осуществляться тремя способами: кондукцией, конвекцией и излучением. Теплообмен льда с морем и атмосферой происходит как с помощью конвекции (по законам теплообмена между поверхностью твердого тела и омывающей его жидкостью), так и с помощью излучения. Теплообмен внутри льда происходит за счет кондукции и излучения. Так как лед обладает достаточной прозрачностью, то за счет излучения в теплообмене льда с окружающей средой участвуют не только приповерхностные слои льда, но и глубинные, не соприкасающиеся с водой и воздухом. В связи с этим радиация поглощается всей массой льда, а не только его поверхностью. Вследствие излучения происходит и непосредственный (через лед) теплообмен между водой и атмосферой.

Пока невозможно с достаточной точностью оценить величины теплообмена за счет излучения, для этого надо иметь надежные данные по оптическим и радиационным свойствам льда. В рассматриваемом методе расчета тепловых потоков величина ΔQ , характеризуя общее изменение теплосодержания льда, в какой-то степени учитывает и то тепло, которое передается из льда или в лед за счет излучения. Но указанным методом нельзя учесть количество тепла, передающееся за счет излучения непосредственно через лед. На величину этого потока в большой степени влияет толщина льда, его оптические свойства и наличие снежного покрова.

Сейчас имеется весьма небольшой материал о проницаемости льда для тепла суммарной радиации и только приблизительно можно судить о количестве лучистой энергии, проходящей через лед в воду. Н. Т. Черниговский [5], наблюдая весной 1949 г. проницаемость льда для суммарной радиации в бухте Диксона, нашел, что через 50-сантиметровый лед проходит в среднем 5% падающей на поверхность льда радиации.

На основании наблюдений на полярных станциях и в экспедиции на самолете «СССР Н-169» им же сделан вывод, что лед, просуществовавший более года (особенно многолетний), менее проницаем для суммарной радиации, чем однолетний припай, образовавшийся из сильно распресненной воды в бухте Диксона. Отсюда можно сделать вывод, что основная масса лучистой энергии, падающей на верхнюю поверхность льда, либо отражается, либо поглощается в его толще и, следовательно, в наших расчетах, как уже указывалось, будет учитываться в значении ΔQ . Величина лучистой энергии, проходящей через многолетний лед в воду, по всей вероятности, очень мала и при расчетах для пакового льда нами не будет учитываться. Однако ею нельзя пренебрегать при более точных расчетах теплообмена через лед, в особенности через тонкий лед, не покрытый снегом, в данном случае эта величина может играть весьма важную роль.

Еще хуже обстоит дело с изучением теплового лучистого потока, который идет от моря через лед в атмосферу. В зимний период, когда температура воды значительно выше температуры воздуха, тепловое излучение моря, видимо, не полностью поглощается или отражается льдом, а часть его проникает в атмосферу, играя какую-то роль в радиационном балансе поверхности льда. Но сейчас еще неизвестно, какая доля в радиационном излучении поверхности льда приходится на тепловое излучение самого льда и какая — на излучение, проходящее через лед непосредственно от воды. Последняя, вероятно, не существенна, так как лед довольно хорошо поглощает длинноволновую радиацию, и это тепло также не учитывается в наших расчетах. Поглощенное же льдом тепловое излучение воды увеличивает теплозапас льда и учитывается в ΔQ .

Рассмотренным выше методом были рассчитаны тепловые потоки в ледяном покрове по материалам дрейфующей станции «Северный полюс-2» [3]. Расчет производился для многолетнего льда, на котором находились термометрические площадки № 1, 2, 3, 4.

Площадка № 1 располагалась на бесснежном участке многолетнего поля, на бугре, с которого снег постоянно сдувался ветром. Начальная толщина льда равнялась 3,45 м. На поверхности лежал слой льда толщиной 5 см, разрушенный таянием и уплотнившийся (при хождении следов не оставалось). Наблюдения производились с 15 апреля 1950 г. по 31 января 1951 г. и были прекращены в связи с разломом льдины. С 5 декабря наблюдения проводились на площадке № 3. Для сохранения преемственности место для нее и толщина льда были выбраны аналогично площадке № 1. С 8 марта 1951 г. наблюдения были перенесены на новую площадку № 4, расположенную на бесснежном участке ледяного поля с толщиной льда 3,38 м.

Площадка № 2 располагалась на многолетнем льду с начальной толщиной 2,34 м, покрытом толстым слоем старого слежавшегося снега высотой 70—80 см. Последнее позволяет считать, что на площадке № 2 тепловой режим типичен для многолетнего льда с мощным снежным покровом. Наблюдения производились с 15 апреля 1950 г. по 31 января 1951 г.

При расчете ΔQ удельная теплоемкость льда C принималась равной 0,5 кал/г град, так как соленость многолетнего льда мала и по данным станции «Северный полюс-2» в слое 0—200 см изменяется от 0,089‰, (на поверхности) до 1,58‰ (на 200 см), причем, последняя цифра, по всей вероятности, завышена [3]. Кроме того, в нижних слоях льда сезонные колебания температуры невелики, в связи с чем невелики и колебания в изменении теплозапаса этих слоев, следовательно, невелика и ошибка величины ΔQ , возникающая за счет несколько повышенной солености нижних слоев. Плотность бралась равной 0,9 г/см³. Вели-

чины ΔQ , P_H и P_0 вычислены в калориях для цилиндра с основанием 1 см^2 . Таким образом, P_H и P_0 — потоки тепла, отнесенные к 1 см^2 поверхности льда.

Таблица 1

Результаты расчетов тепловых потоков для бесснежного льда

	Изменение тепло- запаса льда за месяц ΔQ (кал)	Поток через нижнюю поверх- ность P_H (кал)	Поток через верхнюю поверх- ность P_0 (кал)
Термометрическая площадка № 1			
1950 г.			
Май	701,7	—518,4	183,3
Июнь	522,1	—216,0	306,1
Июль	120,5	—17,3	103,2
Август	—77,3	13,0	—64,3
Сентябрь	—160,6	38,0	—121,7
Октябрь	—621,4	17,3	—604,1
Ноябрь	—726,0	—207,4	—933,4
Декабрь	—629,7	—762,0	—1391,7
1951 г.			
Январь	27,0	—937,4	—910,4
Термометрическая площадка № 3			
Февраль	—11,1	—777,7	—788,8
Термометрическая площадка № 4			
Март	228,1	—425,9	—197,8
Всего	—626,7	—3792,9	—4419,6

Таблица 2

Результаты расчета тепловых потоков для заснеженного льда

	Изменение тепло- запаса льда за месяц ΔQ (кал)	Поток через нижнюю поверх- ность P_H (кал)	Поток через верхнюю поверх- ность P_0 (кал)
Термометрическая площадка № 2			
1950 г.			
Май	224,3	—379,7	—155,4
Июнь	303,1	—77,4	225,7
Июль	40,1	149,9	190,0
Август	—114,4	79,9	—34,5
Сентябрь	—68,9	58,0	—10,9
Октябрь	—53,0	30,0	—23,0
Ноябрь	—147,0	38,7	—108,3
Декабрь	—344,0	—429,7	—773,7
1951 г.			
Январь	—236,4	—452,1	—688,6

Расчеты тепловых потоков производились ежемесячно для каждой площадки (табл. 1 и 2). По данным таблиц составлены графики изме-

нения интенсивности тепловых потоков (рис. 3 и 4) P_0 и P_H из месяца в месяц. На эти же графики нанесена и кривая изменения теплозапаса льда за каждый месяц (ΔQ). Рис. 3 показывает ход изменения интенсивности потоков на площадках № 1, 3, 4 и характеризует теплообмен с водой и атмосферой не покрытого снегом льда почти за весь год (кроме апреля, когда данных по температуре льда не было). Рис. 4 составлен по данным для площадки № 2 за 9 месяцев и характеризует тепловой режим многолетнего льда, покрытого толстым слоем снега.

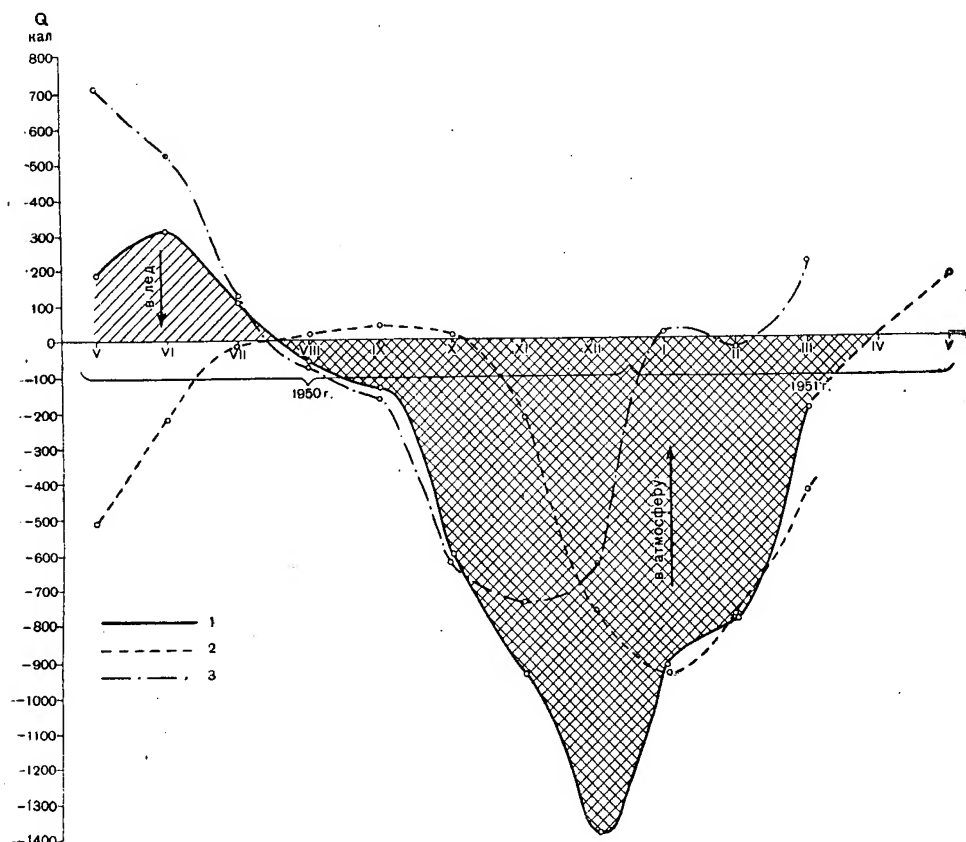


Рис. 3. График изменения интенсивности тепловых потоков на термометрической площадке № 1.

1 — поток P_0 ; 2 — поток P_H ; 3 — изменение теплозапаса ΔQ .

Из графиков видно, что уже в августе тепловой поток P_0 направлен из льда в атмосферу. Это происходит за счет начинающегося охлаждения льда. С октября этот поток усиливается и за счет потока P_H , так как во льду, у нижней кромки, возникает положительный температурный градиент. В ноябре, а на заснеженных участках (площадка № 2) в декабре ΔQ имеет наибольшее отрицательное значение, т. е. основное количество тепла, проходящее в атмосферу (или снег) через верхнюю кромку льда, обязано своим происхождением выхолаживанию льда, которое на заснеженных участках происходит менее интенсивно.

	Ноябрь ΔQ (кал)	Декабрь ΔQ (кал)
Площадка № 1	-726,0	-629,7
Площадка № 2	-147,0	-344,0

Затем значение $-\Delta Q$ начинает быстро падать и в январе на площадке № 1 уже равно нулю.

Тепловой поток P_0 достигает своих наибольших отрицательных величин в декабре: 1 см^2 на площадке № 1 отдал атмосфере за этот месяц 1391,7 кал, а на площадке № 2 — снегу 773,7 кал. Интерполируя для бесснежного льда величину P_0 между ее значением в марте 1951 г. и в мае 1950 г. можно найти, что P_0 становится равным нулю в апреле, а на заснеженных участках, по данным площадки № 2, — в конце мая.

Таким образом, лед отдает атмосфере тепло в течение 9 месяцев. В мае, июне, июле тепловой поток P_0 направлен в лед (на заснеженных участках — в июне, июле), идет прогрев льда, величины ΔQ положительны.

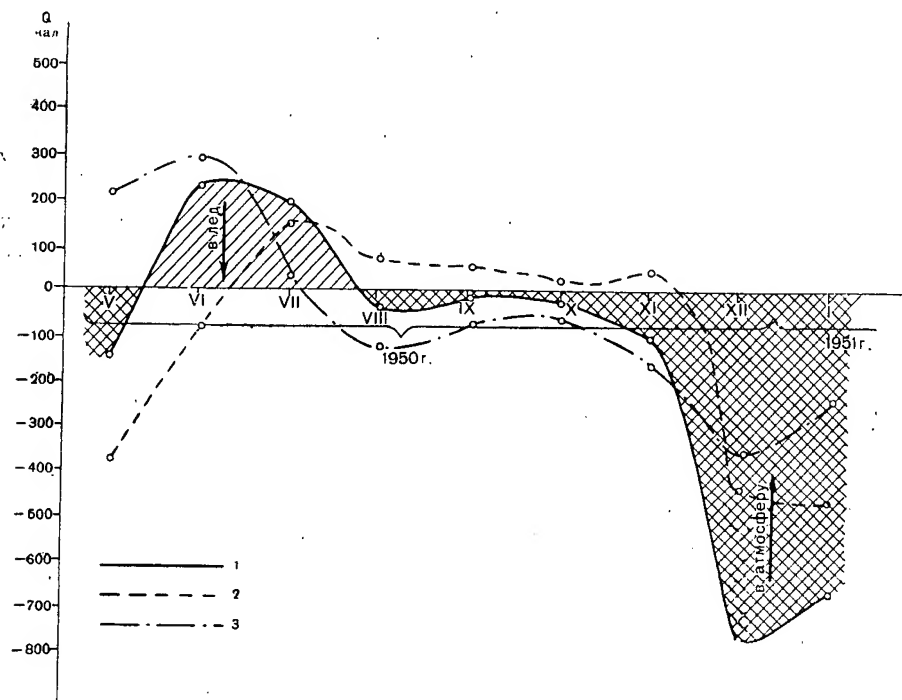


Рис. 4. График изменения интенсивности тепловых потоков на термометрической площадке № 2.

1 — поток P_0 ; 2 — поток P_H ; 3 — изменение теплосапаса ΔQ .

Тепловой поток P_H в течение 8 месяцев отрицателен, результатом этого является нарастание льда. Наибольшее значение поток P_H имеет в январе, следовательно, в этом месяце нарастание происходит наиболее интенсивно. В июле, августе, сентябре и октябре поток P_H близок к нулю и даже приобретает некоторые положительные значения.

Рассмотренный метод дает более или менее надежные результаты за период, когда на поверхности и в массе льда не происходит интенсивного таяния или замерзания пропитавшей лед воды, ибо при этих процессах поглощается либо выделяется тепло, не влияющее на температуру льда. Количество этого тепла следует учитывать каким-то другим способом. В частности, зная величину стаявшего льда, можно рассчитать количество тепла, идущего на таяние с верхней поверхности. Например, на станции «Северный полюс-2» средняя величина стаивания с поверхности многолетних льдов составляла около 40 см. Для стаивания такого количества льда требуется около 3200 кал тепла на:

1 см² поверхности. Но таяние происходит не только на поверхности льда, но и внутри. Если объемный вес льда, по данным станции «Северный полюс-2», зимой составляет около 0,9 г/см³ и даже более, то летом после таяния он уменьшается в среднем в верхних слоях до 0,75 г/см³, т. е. изменение объемного веса равно 0,15 г/см³. Это происходит за счет образования в массе льда полостей и раковин, которые возникают как за счет вытаивания льда, так и за счет стекания рассола, опреснения льда. Но количество рассола в верхних слоях льда мало, даже в однолетнем льду к началу таяния соленость верхних слоев не превышает 8‰, т. е. только за счет удаления рассола объемный вес льда изменяется не более чем на 0,008 г/см³. Для многолетнего льда эта величина еще меньше и не играет сколько-нибудь значительной роли в изменении его объемного веса.

Таким образом, можно считать, что изменение объемного веса льда более чем на 95% происходит за счет внутреннего таяния. Считая, что у многолетнего льда область наиболее интенсивного внутреннего таяния льда расположена между верхней поверхностью и глубиной 150 см (область наиболее интенсивного падения объемного веса), можно определить необходимый для этого поток тепла, составляющий за период таяния примерно 1600 кал/см² и направленный в лед. В результате получается, что на таяние с поверхности и внутри массы льда за этот период расходуется около 4800 кал/см² тепла.

С окончанием таяния объемный удельный вес льда начинает повышаться. Это повышение распространяется сверху вниз по мере уменьшения температуры льда и происходит за счет замерзания воды, заполняющей образовавшиеся в период таяния пустоты. При этом, естественно, происходит выделение тепла и образуется дополнительный тепловой поток, направленный в атмосферу. В указанный период объемный вес льда становится равным объемному весу до периода таяния, следовательно, этот поток равен примерно 1600 кал/см² за период замерзания воды в пустотах льда (сентябрь, октябрь, ноябрь), т. е. тому количеству тепла, которое выделилось при образовании этих пустот. Таким образом, в годовом цикле потоки тепла за счет внутреннего таяния льда и ледообразования в пустотах уравниваются друг друга. Если поток P_0 в апреле близок к нулю, а количество тепла, необходимого для стаивания льда равно 3200 кал/см²; то за год паковый лед и вода через этот лед отдает атмосфере приблизительно 1200 кал/см² тепла (за май 1950 г. — март 1951 г. $P_0 = -4419,6$ кал/см²).

Для площадки № 1 были рассчитаны и коэффициенты теплопроводности льда λ в поверхностном слое (5—20 см). Величина λ возрастает в течение зимы от значений $1,5 \cdot 10^{-3}$ в октябре до $2,5 \cdot 10^{-3}$ в мае, что связано, по-видимому, с уплотнением верхнего слоя льда.

Как указывалось, поток $-P_H$ складывается за счет тепла, выделяющегося при ледообразовании на нижней кромке льда, и тепла, отдаваемого льду водой. Имея данные по нарастанию льда на термометрических площадках, мы могли бы разделить эти потоки:

$$P_H = P_{\text{л}} + P_{\text{в}},$$

где

$P_{\text{в}}$ — поток за счет теплоотдачи воды;

$P_{\text{л}}$ — поток за счет ледообразования, равный $-K\rho\Delta H S$ (отрицательный знак, так как идет ледообразование и поток направлен вверх);

K — удельная теплота ледообразования;

ρ — плотность льда;

ΔH — увеличение толщины льда;

S — площадь, на которой происходит увеличение толщины льда.

Тогда, при $S=1 \text{ см}^2$

$$P_B = P_H - (-K\rho\Delta H).$$

Как показали наблюдения над льдиной, на которой располагалась станция «Северный полюс-2», в районе дрейфа лед толщиной более 3 м со временем почти не меняет ее, т. е. в течение года величина стаивания равна величине нарастания. Если в нашем случае среднее значение стаивания с многолетнего льда составляет 40 см, то и величина нарастания будет близка к 40 см.

Определив с помощью интерполяции для апреля $P_H = -475 \text{ кал/см}^2$ и получив за год $P_H = -4267,9 \text{ кал/см}^2$, при $\rho = 0,9 \text{ г/см}^3$, $K = 80 \text{ кал/г}$, $\Delta H = 40 \text{ см}$, найдем: $P_B = -4267,9 \text{ кал/см}^2 + 2880 \text{ кал/см}^2 = -1387 \text{ кал/см}^2$. Таким образом, в районе дрейфа станции «Северный полюс-2» за счет теплоотдачи воды паковый лед получает в год приблизительно 1400 кал тепла на 1 см^2 поверхности. Так как верхние слои воды получают тепло снизу в основном от атлантических вод, то эту величину можно считать величиной теплоотдачи последних.

По расчетам В. Т. Тимофеева [4], в Арктическом бассейне теплосохранение атлантических вод составляет $1\,267\,383 \cdot 10^{12} \text{ ккал}$; по его же расчетам 25% этого тепла в течение 5,9 года (продолжительность нахождения атлантической воды в Арктическом бассейне) отдается вверх, что составляет ежегодно 1200 кал/см². Полученная нами величина теплоотдачи атлантических вод (1400 кал/см²) хорошо согласуется со средней величиной теплоотдачи этих вод, вычисленной В. Т. Тимофеевым, исходя из общего теплового баланса атлантических вод.

Поступила 15/V 1958 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вейнберг Б. П. Лед. Гостехиздат, М. — Л., 1940.
2. Мальмгрен Ф. О. О свойствах морского льда. Изд. Гос. океаногр. инст., Л., 1930.
3. Материалы наблюдений научно-исследовательской дрейфующей станции 1950/51 г. Изд. Аркт. инст., т. II, 1955.
4. Тимофеев В. Т. Атлантические воды в Арктическом бассейне. Сборн. «Проблемы Арктики», вып. 2, 1957.
5. Черниговский Н. Т. О радиационных свойствах бухты Диксон. Фонды Аркт. инст., 1957.
6. Черниговский Н. Т., Сомов М. М., Петрова А. Н., Антонов В. С., Зотин М. И. Льды арктических морей. Изд-во Главсевморпути, М., 1943.
7. Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. Акад. наук, М., 1954.

Г. Н. ЯКОВЛЕВ

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРКТИКЕ

Во время работ дрейфующей станции «Северный полюс-2» для изучения распределения влаги в приледных слоях воздуха и величины испарения с поверхности снега и льда были поставлены специальные градиентные наблюдения над температурой и абсолютной влажностью воздуха на горизонтах 5; 20; 50; 100 и 150 см. Наблюдения над температурой воздуха проводились с апреля 1950 г. по апрель 1951 г. с небольшими перерывами в середине зимы, а над абсолютной влажностью — с мая по сентябрь 1950 г., т. е. в период, когда температура воздуха не опускалась намного ниже -10° .

Измерения температуры и влажности велись с помощью аспирационных психрометров, для установки последних на разных высотах была специально изготовлена дюралева мачта-подставка длиной 2 м, которая прочно вмораживалась в лед. Наличие отверстий, высверленных в мачте через каждые 2,5 см, позволяло переставлять держатель с прибором на требуемый горизонт.

Отсчеты по психрометрам производились 8 раз в сутки (а иногда и чаще) и приурочивались к срокам метеорологических и актинометрических наблюдений, которые выполнялись в 3, 9, 15 и 21 час по московскому времени. Наблюдения по психрометрам велись перед актинометрическими измерениями и повторно сразу же после них.

Для характеристики скорости ветра на разных высотах использовались наблюдения, проведенные в тот же период с помощью специальной градиентной установки, изготовленной в экспериментальных мастерских Главной геофизической обсерватории. В комплект установки входила 10-метровая мачта с пятью кронштейнами, на которых подвешивались термометры сопротивления со специальными полусферическими экранами для защиты от действия прямой и рассеянной радиации, а также контактные анемометры, состоящие из трех полуцилиндров, расположенных под углом 120° друг к другу. Скорость ветра измерялась с помощью самописца на пяти горизонтах (1; 2; 4; 6 и 10 м).

Для вычисления испарения была использована расчетная схема А. Р. Константинова [1]. Расчет производился по формуле

$$E = 10 \rho \delta \gamma x^2 \frac{(e_3 - e_4)(u_2 - u_1)}{\ln \frac{z_4}{z_3} \cdot \ln \frac{z_2}{z_1}} \sqrt{1 + \alpha \frac{gz \left(\ln \frac{z^2}{z_1} \right)^2 (T_3 - T_4)}{\gamma \cdot T \cdot \ln \frac{z_4}{z_3} (u_2 - u_1)^2}} \quad [\text{мм/сек}], \quad (1)$$

где e_3 и e_4 — абсолютная влажность на высотах z_3 и z_4 ;

- α — эмпирический параметр, характеризующий интенсивность влияния температурной стратификации атмосферы на турбулентный обмен и зависящий от шероховатости поверхности z_0 ;
- ρ — плотность воздуха;
- δ — коэффициент пропорциональности, зависящий от размерности величин e_3 и e_4 ; если e_3 и e_4 выражены в миллибарах, то $\delta = 0,62 \cdot 10^{-3} \text{ мб}^{-1}$;
- κ — аэродинамическая постоянная, равная 0,38;
- u_1 и u_2 — скорость ветра на высотах z_1 и z_2 ;
- γ — поправочный коэффициент, зависящий от устойчивости атмосферы, подстилающей поверхности и высоты наблюдений над ней;
- T_3 и T_4 — температура воздуха на высотах z_3 и z_4 ;
- g — ускорение силы тяжести;
- z — высота, для которой определялось число Ричардсона.

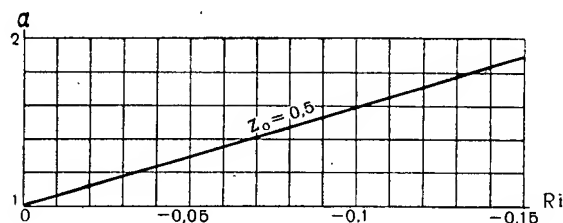


Рис. 1. Зависимость величины α от числа Ричардсона.

В качестве исходных данных взяты наблюдения над влажностью на высотах $z_3 = 20 \text{ см}$ и $z_4 = 150 \text{ см}$ и наблюдения над скоростью ветра на высотах $z_1 = 100 \text{ см}$ и $z_2 = 1000 \text{ см}$. Средняя за май — октябрь абсолютная температура T принята равной 270° К . При подстановке соответствующих значений — $\rho = 1,293 \cdot 10^{-3}$; $\kappa = 0,38$; $z = 100 \text{ см}$; $g = 983,1$; $\delta = 0,62 \cdot 10^{-3} \text{ мб}^{-1}$ и $\gamma = 1$, — формула (1), принимает вид

$$E = 1,49 \cdot 10^{-5} (e_{20} - e_{150}) (u_{1000} - u_{100}) \times \\ \times \sqrt{1 + 0,096 \alpha \frac{T_{20} - T_{150}}{(u_{1000} - u_{100})^2} \cdot 10^{-4}} [\text{мм/мин}]. \quad (2)$$

Коэффициент α , как и при вычислении турбулентного теплообмена [2], находился по зависимости от Ri (числа Ричардсона) и z_0 (параметра шероховатости).

Для всего периода наблюдений принято среднее значение параметра шероховатости $z_0 = 0,5 \text{ см}$. Для вычисления коэффициента α построен график (рис. 1), с учетом, что при устойчивой стратификации атмосферы α равна единице.

По формуле (2) были подсчитаны срочные значения испарения с 25 мая по 30 сентября, т. е. за период, когда проводились градиентные наблюдения над влажностью воздуха. Чтобы продлить ряд данных, дополнительно были привлечены наблюдения над влажностью воздуха на одной высоте и скоростью ветра за октябрь. Для подсчета эффективного испарения по этим величинам был использован другой способ [2], являющийся следствием преобразования и упрощения основной формулы (1). Этот способ, предложенный А. Р. Константиновым,

¹ По графику А. Р. Константинова величина γ колеблется около единицы. Поскольку для ледяного покрова мы не располагаем значениями γ , то последняя в расчетах принята равной единице.

Таблица 1

Суточные величины теплового потока испарения по градиентным наблюдениям
(в кал/см²)

Числа месяца	V	VI	VII	VIII	IX	X
Первая декада						
1		-12,6	-51,4	-18,3	7,8	-42,6
2		-34,1	-9,3	-28,2	15,9	-4,2
3		-10,8	-23,0	-27,4	8,2	67,3
4		-27,0	-17,4	-8,5	-13,8	12,6
5		-75,0	-50,7	-5,8	8,8	-0,5
6		-69,8	-36,2	-7,2	19,8	25,8
7		-69,1	-23,8	-16,5	35,6	21,1
8		-19,7	-55,8	-19,9	22,9	35,9
9		-7,3	-48,1	-36,4	12,2	51,0
10		-15,1	-29,7	-28,9	45,6	41,3
Сумма за I декаду		-340,5	-345,4	-197,1	163,0	207,7
Вторая декада						
11		-25,9	-25,2	6,4	23,8	-60,2
12		-13,7	-72,6	-8,7	23,5	42,4
13		-4,6	1,9	3,0	10,5	12,2
14		-112,8	-11,4	1,5	-9,7	16,4
15		-37,7	-9,1	-2,1	17,7	-9,1
16		-18,6	-31,5	-2,5	26,7	11,3
17		-23,8	-9,7	-2,3	26,3	17,3
18		-31,7	-20,5	0,7	8,7	41,8
19		-40,4	-25,1	11,5	16,1	53,1
20		-41,3	-4,2	2,2	5,4	37,4
Сумма за II декаду		-350,5	-207,4	9,7	149,0	162,6
Третья декада						
21		-7,1	-50,6	14,7	-1,8	22,2
22		-3,1	-3,1	3,9	13,2	17,9
23		-19,3	-13,6	36,2	16,4	-1,2
24		-12,6	-0,2	30,9	15,4	-0,3
25	-24,1	-0,6	-14,8	34,0	-5,6	-1,4
26	-48,7	-27,8	-22,6	21,1	-18,7	16,8
27	-15,7	-30,4	5,8	26,7	-10,4	7,9
28	-15,1	-21,0	-2,7	-15,1	-0,3	7,3
29	-45,0	-1,8	-16,0	-12,0	-7,7	1,8
30	0,8	-31,0	-25,4	-10,7	-7,9	0,1
31	-14,8		-19,8	+19,2		7,9
Сумма за III декаду		-154,7	-163,0	148,9	-7,4	63,2
Сумма за месяц		-845,7	-715,8	-38,5	304,6	433,5
Среднее за месяц		-28,2	-23,1	-1,2	10,1	14,0

основан на расчете испарения по значениям метеорологических элементов на одной высоте и характеристикам подстилающей поверхности.

После соответствующих преобразований расчетная формула принимает следующий вид:

$$E = -1,55 (e_{\text{пов}} - e_{200}) \cdot u_{200} \cdot 10^{-4}, \quad (3)$$

где $e_{\text{пов}}$ — влажность насыщенного воздуха при температуре поверхности льда (в миллибарах);

e_{200} — влажность воздуха на высоте 200 см (в миллибарах);

u_{200} — скорость ветра на высоте 200 см (в метрах в секунду).

По формуле (3) были вычислены срочные значения испарения за октябрь. По полученным величинам были подсчитаны тепловые значения эффективного испарения. При этом теплота испарения 1 г льда или снега считалась равной сумме теплоты плавления этого льда (80 кал) и теплоты испарения 1 г воды (599 кал), т. е. примерно 680 кал/г.

По срочным величинам теплового эффекта испарения были определены суточные, декадные и месячные суммы тепла, затраченные на испарение с поверхности ледяного покрова. Их вычисление производилось графическим путем. Срочные значения теплового потока испарения откладывались на миллиметровке как ординаты против соответствующих моментов времени на оси абсцисс, и полученные точки соединялись прямыми линиями. Затем для каждого часа суток с графика снимались средние значения теплового потока испарения, умножались на 60 и вычислялась их сумма за сутки.

Результаты вычисления суточных величин теплового эффекта испарения по градиентным наблюдениям приведены в табл. 1. Данные этой таблицы показывают, что суточные значения колеблются от суток к суткам довольно значительно, причем в мае, июне, июле и начале августа отмечается отрицательный тепловой эффект, т. е. преобладает испарение. Со второй декады августа начинается постепенный переход к обратному процессу — конденсации с положительным тепловым эффектом. В сентябре и октябре уже господствует конденсация, о чем свидетельствует и значительное возрастание положительных месячных сумм тепла.

Месячные значения теплового потока испарения
(в кал/см²)

Таблица 2

	VI	VII	VIII	IX	X
Величины тепла, рассчитанные по методу турбулентной диффузии	—0,8	—0,7	0,0	0,3	0,4
Величины тепла, определенные как остаточный член уравнения теплового баланса	—2,1	—1,6	—0,6	—0,5	1,1
Среднее значение	—1,4	—1,2	—0,3	—0,1	0,8

Интересно сравнить данные по тепловому потоку испарения, полученные расчетным способом и подсчитанные как остаточный член уравнения теплового баланса ледяного покрова (табл. 2). Как видно, месячные суммы тепла, подсчитанные обоими способами, различаются между собой, что является следствием разных методов расчета этих величин. Но для обоих случаев общим является то, что эффективные тепловые потоки испарения в Центральной Арктике незначительны.

Исходя из средних месячных сумм теплового потока испарения, определим среднесуточные и среднемесячные эффективные величины испарения (табл. 3).

Таблица 3

Месячные и среднесуточные величины эффективного испарения
(в миллиметрах)

	VI	VII	VIII	IX	X
Месячные величины испарения	—21	—17	—4	—1	12
Среднесуточные величины испарения	—0,7	—0,6	—0,1	0,0	0,4

Таким образом, среднесуточное эффективное испарение невелико, причем в сентябре чередование процессов испарения в конденсации приводит к минимальному среднему эффекту, а в октябре уже начинает преобладать конденсация. Среднее значение среднесуточного эффективного испарения за период таяния по этим данным составляет 0,4 мм и совпадает с величинами суточного испарения с поверхности льда, полученными опытным путем [3].

Поступила 11/II 1958 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Константинов А. Р. Расчет испарения в естественных условиях по данным градиентных наблюдений. Труды Гос. гидрол. инст., вып. 41, 1953.
2. Яковлев Г. Н. Турбулентный теплообмен ледяного покрова с воздухом в Центральной Арктике. Сборн. «Проблемы Арктики», вып. 2, 1957.
3. Яковлев Г. Н. Таяние и испарение с верхней поверхности ледяного покрова в летний период. Труды Аркт. инст., т. 40, 1950.

Ю. Л. НАЗИНЦЕВ

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛОЕМКОСТИ И ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТИ МОРСКОГО ЛЬДА

Термические характеристики морского льда необходимы для определения теплопередачи через толщу ледяного покрова, в расчетах, особенно прогностических, роста и таяния ледяного покрова и в решении многих других вопросов. Между тем, такие важные термические характеристики морского льда как его теплопроводность (λ) и температуропроводность (a) почти не изучены. Ф. Мальмгрен [6] и В. В. Шулейкин [9] применили оригинальный метод экспериментального определения теплопроводности льда, однако единичные, хотя и ценные, определения этой величины дают только самое общее и приближенное представление о способности льда проводить тепло.

Непосредственное определение теплопроводности твердых тел, не говоря уже о жидкостях и газах, представляет собою тонкий и сложный эксперимент. Поэтому в технике предпочитают производить сначала менее сложные экспериментальные определения температуропроводности (a) и теплоемкости (c) материалов и уже по ним вычислять теплопроводность (λ), пользуясь зависимостью:

$$\lambda = \rho a c, \quad (1)$$

где ρ — плотность материала.

Этот путь целесообразен и при исследовании термических характеристик морского льда. Температуропроводность льда можно вычислять аналитически по его температурному режиму, применяя, например, метод А. Г. Колесникова [3]. Для экспериментального определения температуропроводности может быть использован метод регулярного режима Г. М. Кондратьева [4] и соответствующие инструктивные указания Б. А. Савельева [8]. Остаются неизвестными плотность льда ρ и его теплоемкость c .

Если определение плотности льда не представляет особых затруднений, то определение теплоемкости связано с весьма трудоемкими калориметрическими опытами. Но теплоемкость морского льда может быть вычислена и по предложенной Ф. Мальмгреном [6] формуле:

$$c_{st} = c_i + \lambda_t \frac{S_i}{S_t^2} \cdot \frac{dS_t}{dt}, \quad (2)$$

где c_i — теплоемкость пресного льда;

λ_i — теплота плавления пресного льда;

S_i — соленость льда;

S_t — концентрация рассола во льду при температуре t .

В этой формуле величины $c_{\text{л}}$, $\lambda_{\text{л}}$, $S_{\text{л}}$ зависят от температуры. Увеличение концентрации рассола $S_{\text{л}}$ в морском льду при понижении его температуры экспериментально исследовано Рингером. Значения теплоемкости морского льда, определенные Ф. Мальмгренем опытным путем, подтвердили его теоретические расчеты. Однако, прежде чем рекомендовать формулу (2) для расчета теплоемкости, представляло интерес получить дополнительные экспериментальные данные, которые могли бы подтвердить соответствие теоретических расчетов теплоемкости ее фактическим значениям.

С этой целью на дрейфующей станции «Северный полюс-4» в 1957 г. были проведены калориметрические определения теплоемкости нескольких разновидностей арктического льда. Одновременно была предпринята попытка применить метод регулярного режима Г. М. Кондратьева [4] для определения температуропроводности морского льда. Проведенные работы дали небольшое количество данных, но поскольку эти данные в известной мере решают поставленный вопрос и дают представление о температуропроводности морского льда, мы сочли целесообразным поделиться полученными результатами.

ПРОВЕДЕНИЕ РАБОТ

Калориметрические определения теплоемкости морского льда производились в зимнее время в палатке, где было размещено необходимое оборудование. Теплоемкость льда измерялась с помощью калориметра переменной температуры конструкции Института мерзлотоведения. В качестве калориметрической жидкости был использован толуол, имеющий достаточно низкую температуру замерзания. Ход температуры в калориметре измерялся с помощью метастатического термометра Бекмана, позволявшего отсчитывать температуру с точностью до $0,005^\circ$. Постоянная калориметра определялась по плавлению льда и по электрическому нагреву в условиях проводимых опытов.

Перед каждым калориметрическим опытом из интересующего нас слоя ледяного покрова выпиливалось два образца. Один из них растапливался в склянке для определения солёности льда, а по другому определяли сначала плотность льда ρ путем гидростатического взвешивания, а затем уже — теплоемкость льда $c_{\text{л}}$. Второму образцу придавалась форма цилиндра, соответственно размерам бюкса калориметра. Готовый ледяной цилиндр помещался в латунный бюкс, а небольшой зазор между стенками бюкса и образцом заливался водой, полученной из того же льда. После взвешивания бюкс со льдом помещали в криостат и выдерживали в течение 20—30 час. с тем, чтобы во всем своем объеме образец принял строго одинаковую температуру.

В самой технике проведения калориметрического опыта мы руководствовались общепринятыми правилами [7] работы с калориметрами переменной температуры.

Поскольку теплоемкость соленого льда в большой степени зависит от температуры, мы старались проводить определения теплоемкости в возможно более узком интервале температур (не более 2°). Вес образцов был увеличен до 120 г, и перед началом опыта создавалась небольшая разница между температурой льда в криостате и калориметрической жидкостью в калориметре. Теплоемкость льда определялась при разных температурах: от -2 до -19° .

После испытания на теплоемкость образцы использовали для определения температуропроводности льда по методу регулярного режима. Суть этого метода состоит в следующем. Образец материала с начальной температурой t помещают в среду с другой, неизменной во времени, температурой T и обеспечивают такую теплоотдачу от образца среде,

при которой коэффициент теплоотдачи α практически может считаться равным бесконечности. Тогда разность между температурой t каждой точки образца и температурой среды T будет изменяться с течением времени по логарифмическому закону, причем скорость изменения разности логарифмов температур t и T , обозначаемая индексом m , оказывается пропорциональной величине температуропроводности a образца и коэффициенту K формы образца:

$$a = Km. \quad (3)$$

В нашем случае среду с неизменной температурой представлял спирт, залитый в калориметр и энергично перемешиваемый мешалкой с приводом от электромотора. Температура образца измерялась с помощью дифференциальной термопары и зеркального гальванометра типа ГПЗ-3. Температура среды (спирта) определялась по ртутному термометру. Изменение температуры за время опыта не превосходило $0,05^\circ$. Анализ хода температуры образцов показал, что в каждом случае наступал отчетливо выраженный период регулярного режима, в пределах которого температура образца изменялась строго по логарифмическому закону.

После опытов лед в бюксах растапливали для контрольного определения солености льда.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ

За период работ представилось возможным произвести 20 определений теплоемкости морского льда (эти определения производились факультативно, наряду с основной программой работ).

Полученные значения теплоемкости льда,¹ за исключением нескольких определений, приведены в табл. 1. Исключения относятся ко льду соленостью ниже 1‰ , теплоемкость которого при температуре $-8, -10^\circ$ оказалась близкой к теплоемкости пресного льда (около $0,5 \text{ кал/г}$) и поэтому не представляет особого интереса.

На рис. 1 показана зависимость теплоемкости образца льда соленостью $3,86\text{‰}$ от температуры. По этому рисунку видно, что теплоемкость льда возрастает по мере повышения его температуры и достигает максимальных значений вблизи температуры полного таяния этого льда. Аналогичная зависимость характерна для теплоемкости и других образцов соленого льда.

В табл. 1 проводится сопоставление значений измеренных теплоемкостей с вычисленными по формуле (2). Сравнивая величины c_{St} и c'_{St} , видим, что в 11 случаях из 14 измеренные теплоемкости морского льда лежат в пределах теоретически вычисленных теплоемкостей для крайних значений температуры опыта. Это сравнение можно сделать более точным, если вычислить теплоемкость льда c'_{St} , отнесенную к средней температуре опыта. Расхождения измеренных теплоемкостей C_{St} и вычисленных для средней температуры опыта теплоемкостей C'_{St} приведены в процентах (табл. 1). Максимальное расхождение этих величин достигает 20%. В среднем теплоемкости морского льда, определенные калориметрическим путем, оказываются меньше вычисленных теплоемкостей на 7%.

Отдельные расхождения полученных из опыта и вычисленных теоретически теплоемкостей морского льда обусловлены как погрешностями опыта (в лабораторных условиях точность подобных калориметрических

¹ В настоящем изложении везде имеется в виду эффективная теплоемкость соленого льда, отражающая, помимо теплоемкостей его компонент, и теплоту фазовых переходов, связанных с изменением температуры.

Таблица 1

Теплоемкость (c_{St}) морского льда при его различной температуре (t)
и солености (S) по данным опыта и теоретическому расчету

c_{St} (кал/г)	t опыта	S (‰)	c'_{St} (кал/г)	t средняя	c''_{St} (кал/г)	$\frac{c_{St} - c'_{St}}{c'_{St}} \cdot 100 (\%)$
Образец № 1 — с горизонта 80 см двухгодичного льда; лед плотный, с редкими воздушными порами						
0,87	1,8—4,7	1,50	1,97—0,75	3,25	0,95	—8,4
Образец № 2 — с горизонта 10 см молодого льда разводья; лед мутный, с мелкими воздушными порами						
4,52	0,9—2,4	3,59	15,1—1,96	1,65	5,56	—18,7
0,67	5,4—7,5	3,59	0,98—0,75	6,45	0,84	—20,0
0,52	8,5—10,9	3,59	0,69—0,60	9,70	0,64	—18,7
0,50	17,4—21,0	3,59	0,52—0,49	19,20	0,50	0,0
Образец № 3 — с горизонта 170 см поля годовалого льда; лед мутный, «мягкий»						
4,72	0,9—2,1	3,86	17,0—3,76	1,50	5,70	—17,1
1,80	2,4—4,4	3,86	2,98—1,24	3,50	1,62	+11,1
0,86	4,1—6,8	3,86	1,35—0,93	5,45	1,00	—14,0
0,68	8,7—10,9	3,86	0,70—0,61	9,80	0,65	+4,6
0,52	18,0—19,9	3,86	0,53—0,48	18,95	0,50	+4,0
Образец № 4 — с горизонта 40 см молодого льда разводья; лед однородный, мутный						
3,07	2,1—3,7	6,33	6,20—2,18	2,9	3,27	—6,1
0,72	7,5—10,9	6,33	0,95—0,69	9,2	0,79	—11,4
0,54	14,1—18,3	6,33	0,60—0,53	16,5	0,56	—3,6
Образец № 7 — с горизонта 90 см поля годовалого льда; лед однородный, мутный						
0,58	8,2—11,0	1,94	0,61—0,35	9,6	0,57	+1,8

Примечание. c'_{St} — теплоемкость льда, вычисленная по формуле (2) и отнесенная к крайним значениям температуры опыта.

c''_{St} — также вычисленная, но отнесенная к средней температуре опыта.

определений теплоемкости оценивается обычно в 3—4%), так и погрешностями в титровании проб воды, полученной из образцов соленого льда. Соленость льда вычислялась «по хлору»; при этом соотношение ионов главных солей в морской воде и в рассоле льда считалось одинаковым. Такое допущение делал и Ф. Мальмгрен [6], вычисляя теплоемкость морского льда по формуле (2).

Однако ряд исследований химического состава морского льда показывает, что его состав отличается от состава морской воды. Объясняется это тем, что при понижении температуры льда в первую очередь выпадают в осадок сульфаты, а хлориды, благодаря миграции рассола, постепенно стекают под лед. Поэтому морской лед, в особенности многолетний, оказывается обедненным хлоридами. А. Ф. Лактионов [5] отмечает, что отношение $Cl : SO_3$ в морском льду значительно ниже, чем в морской воде. Для многолетнего льда это отношение оказалось в

среднем в 3,5 раза меньше, чем в морской воде. Значит, метод определения солёности льда «по хлору» является не вполне строгим.

Ошибки в определении солёности «по хлору» соответственно сказываются и на рассчитываемой по этой солёности теплоемкости морского льда. К сожалению, для оценки роли этих ошибок в расчетах теплоемкости мы не располагаем сведениями о химическом составе того льда, по которому определялась теплоемкость. Поэтому не представляется возможным установить какую-либо закономерность в отклонениях измеренных величин теплоемкости льда от вычисленных значений, тем более, что многократных определений теплоемкости одного и того же льда не производилось. Однако небольшое среднее расхождение измеренных и теоретически рассчитанных величин теплоемкости морского льда позволяет считать, что погрешности вычисления теплоемкости льда по формуле (2) в среднем не превышают 7%.

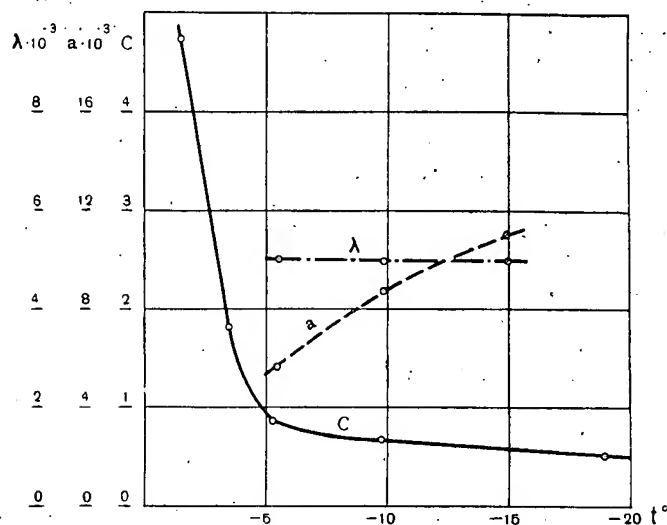


Рис. 1. Температурная зависимость теплоемкости c , температуропроводности α и теплопроводности λ морского льда солёностью 3,86‰ (образец № 3).

Опыт применения метода регулярного режима для определения температуропроводности морского льда показал, что особенно важно обеспечить достаточно большую теплоотдачу от поверхности образца льда к жидкости, с тем чтобы коэффициент теплоотдачи α практически можно было считать равным бесконечности. При несоблюдении этого условия получаются заниженные значения температуропроводности льда, что и обнаружилось в проведенных опытах.

Вообще говоря, коэффициент теплоотдачи α может быть увеличен за счет усиления перемешивания жидкости, применения жидкости большей теплоемкости и т. д. Однако вопрос о том, достаточно ли эффективны такие меры, требует еще разрешения.

Все определения температуропроводности льда проводились в одинаковых условиях, т. е. коэффициент теплоотдачи α во всех случаях был одинаковым. По теории регулярного режима, темп изменения температуры образца m зависит от коэффициента теплоотдачи α и стремится к некоторой конечной величине m_∞ при α , стремящемся к бесконечности. Естественно, что при $\alpha = \text{const}$, $\frac{m}{m_\infty} = \text{const}$, а значит, и все значения температуропроводности льда в проведенных опытах занижены на один и тот же процент по сравнению с истинными значениями.

Таблица 2

Температуропроводность
($\alpha \cdot 10^3$ см²/сек) морского льда
при разных температурах

	—5°	—10°	—15°
Образец № 1 $S = 3,59\%$	5,2	8,7	11,3
Образец № 2 $S = 3,86\%$	4,6	8,4	10,6

Сравнивая температуропроводность пресного льда, полученную методом регулярного режима, с ее величиной по известным данным [1], можно определить и величину занижения.

Исправленные таким образом значения температуропроводности морского льда¹ приведены в табл. 2. Эти данные следует рассматривать как несколько приближенные. Тем не менее, они вполне определенно показывают характер температурной зависимости α в пределах от —5 до —15°.

Наглядно эта зависимость изображена на рис. 1, по которому видно, что с повышением температуры соленого льда его температуропроводность сильно уменьшается. Очевидно, это уменьшение тем больше, чем выше соленость льда. На том же рисунке изображена зависимость теплопроводности λ морского льда от температуры. Значения λ вычислены по теплоемкости c_{st} и температуропроводности α того же льда. Значительного изменения теплопроводности в этих пределах температуры не обнаруживается. Этот факт представляется нам вполне понятным, так как температурный коэффициент теплопроводности пресного льда мал (около 0,00001 на 1°), а роль рассола, снижающего теплопроводность льда, может быть значительной лишь при температурах выше —5°.

Следует отметить, что полученные нами величины температуропроводности морского льда значительно расходятся с величинами, приведенными в «Океанологических таблицах» [2]. Согласно табл. 100 «Океанологических таблиц», температуропроводность морского льда соленостью выше 2‰ незначительно изменяется с изменением температуры и в пределах —5, —15° не превышает $5,1 \cdot 10^{-3}$ см²/сек, тогда как по нашим данным температуропроводность льда соленостью около 4‰ в пределах —5, —15° возрастает соответственно от 4 до $11 \cdot 10^{-3}$ см²/сек. Расчет теплопроводности морского льда по данным табл. 92, 95 и 100 «Океанологических таблиц» [2] дает значительное увеличение λ с повышением температуры; при низких же температурах λ оказывается в два раз меньшей, чем у пресного льда. Между тем, в результате проведенных нами измерений обнаруживается противоположная температурная зависимость теплопроводности морского льда.

ВЫВОДЫ

1. Теоретически вычисленные теплоемкости морского льда в целом достаточно точно согласуются со значениями теплоемкости того же льда, полученными калориметрическим путем. Таким образом, нет большой необходимости производить непосредственные измерения теплоемкости морского льда: проще использовать для расчета теплоемкости зависимость (2).

2. Температуропроводность морского льда соответственно изменению его теплоемкости может принимать различные значения, увеличиваясь с понижением температуры до величин, близких к температуропроводности пресного льда.

¹ Имеются в виду значения эффективной температуропроводности, соответствующие эффективной теплоемкости соленого льда.

Метод регулярного режима для определения температуропроводности морского льда прост и нетрудоемок. Однако необходимо исследование путей обеспечения достаточно большой величины коэффициента теплоотдачи от поверхности образца к среде.

Поступила 6/III 1958 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зубов Н. Н. Лды Арктики. Изд-во Главсевморпути, М., 1944.
2. Зубов Н. Н. Океанологические таблицы. Гидрометеониздат, Л., 1957.
3. Колесников А. Г. Метод определения коэффициентов температуропроводности льда по температурным волнам. Проблемы Арктики, № 3, 1948.
4. Кондратьев Г. М. Регулярный тепловой режим. Гостехиздат, М., 1954.
5. Лактионов А. Ф. О свойствах морского льда. Труды инст. по изуч. Севера, вып. 49, 1931.
6. Мальмгрен Ф. О свойствах морского льда. Изд. Гидромет. комит., Гос. океанограф. инст. и Гидрогр. упр. Л., 1930.
7. Попов М. М. Термометрия и калориметрия. Изд. Моск. гос. универс., 1954.
8. Савельев Б. А. Инструктивные указания по изучению термических свойств льда. Матер. по лабор. иссл. мерзл. грунтов. Сборн. 2, изд. Акад. наук., 1954.
9. Шулейкин В. В., Русанов Н. И. и Рябчиков В. А. Зависимость между теплопроводностью льда и его структурой. Журнал геофизики, № 1—2, т. 1, 1931.

Ю. П. ДОРНИН

К ВОПРОСУ О НАРАСТАНИИ МОРСКОГО ЛЬДА

При решении ряда прогностических задач требуется знание толщины льда и скорости его нарастания. В настоящее время известно несколько теоретических работ, посвященных нарастанию льда, и большое количество эмпирических формул. В основу теоретических работ положено уравнение теплопроводности

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad 0 \leq z \leq H, \quad (1)$$

где c , λ , ρ , T — теплоемкость, теплопроводность, плотность и температура льда.

Решение данного уравнения сопряжено с большими трудностями в связи с тем, что толщина льда H меняется во времени. Изменение толщины льда сопровождается выделением или поглощением скрытой теплоты плавления, причем для морского льда источники тепла находятся не только на нижней границе льда, но и во всей его толще, поскольку переход морской воды в лед происходит при целом спектре температур.

Существование и единственность решения уравнения (1) с постоянными теплофизическими коэффициентами для среды с подвижной границей показал Л. И. Рубинштейн [4]. Однако полученное им решение очень сложно.

А. Г. Колесников [3] предложил схему учета тепла, выделяющегося при фазовых переходах воды во всей толще мерзлого грунта. При этом теплоемкость и теплопроводность среды оказались зависящими от количества воды, переходящей в лед при данной температуре. Полученное им уравнение типа (1) может быть решено путем численного интегрирования.

Сложность точного решения уравнения (1) при отмеченных ранее условиях заставляет искать приближенные решения. Обычно при этом теплофизические характеристики принимаются постоянными. Кроме того, в некоторых работах задается условие продвижения мерзлой зоны (например, продвижение пропорционально времени [1], или корню квадратному из времени [7]).

В настоящем случае будем искать приближенное решение уравнения (1), но при этом попытаемся оценить роль внутренних источников тепла в формировании температурного поля льда и в скорости изменения его толщины.

В морском льду обычно находится некоторое количество рассола. При изменении температуры льда происходит изменение соотношений твердой и жидкой фаз, которое сопровождается поглощением или вы-

делением определенного количества тепла. Учитывать величину этого тепла Н. Н. Зубов [2] предлагает через теплоемкость морского льда

$$c = c' + L \frac{s}{s_p^2} \cdot \frac{ds}{dT}, \quad (2)$$

где c' — теплоемкость чистого льда;
 s и s_p — соленость морского льда и рассола соответственно;
 L — теплота плавления льда.

Второй член правой части формулы (2) характеризует тепло внутренних источников, приходящееся на один грамм морского льда при изменении температуры на один градус. Параметр L можно принять постоянным, поскольку при малых T он близок к постоянному, а при больших T становится малым член, содержащий L , поэтому ошибка в L хотя и скажется на величине второго члена формулы (2), но не изменит заметным образом величины c .

Используя опытные данные [5], можно представить

$$c = c' + \frac{asL}{T^2}, \quad (3)$$

где $a = 50^\circ$.

Коэффициент теплопроводности морского льда меняется не очень сильно [8] и его можно считать постоянным.

Поставив в уравнение (1) вместо c его значение из формулы (3) и приняв $\kappa = \text{const}$, получим:

$$\left(\frac{1}{k} + \frac{b}{T^2} \right) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (1a)$$

где $k = \frac{\lambda}{c \rho}$ — коэффициент температуропроводности;

$b = \frac{L \rho a s}{\lambda}$ — параметр, зависящий от солености льда.

В качестве граничных условий будем считать известными значения температуры на верхней (T_0) и нижней (Θ) поверхностях льда. Кроме того, на границе лед — вода зададим условие баланса тепла:

$$L \rho \frac{dH}{dt} = \lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=H} - \Phi_B, \quad (4)$$

где Φ_B — поток тепла между водой и льдом.

Поток тепла Φ_B принимается обычно не зависящим от продвижения границы замерзания. Это допущение не является сколько-нибудь связывающим, поскольку в условиях турбулентного перемешивания в море продвижение границы замерзания со скоростью максимум несколько сантиметров в сутки не будет оказывать заметного влияния на величину градиента температуры.

В таком случае, если поток тепла определен каким-либо известным способом, для определения нарастания льда достаточно знать величину градиента температуры на нижней границе льда.

Считая процесс распространения температуры во льду квазистационарным, что обычно соответствует действительности для молодого льда, проведем решение уравнения (1a) методом последовательных приближений, примененным М. Е. Швецом [6]. Ограничившись двумя первыми приближениями, найдем градиент температуры при $z=H$ и подставим его в уравнение баланса (4).

После некоторых преобразований, уравнение (4) можно привести к виду:

$$\frac{d}{dt}(H^2) = \frac{2\lambda}{L^*\rho} \left[\Theta - T_0 + H^2 \psi \frac{dT_0}{dt} - \frac{\Phi_B H}{\lambda} \right], \quad (5)$$

где

$$L^* = L \left\{ 1 - \frac{c(T_0 - \Theta)}{3L} - \frac{b\lambda}{L\rho(T_0 - \Theta)} \left[1 + \frac{T_0}{\Theta} - \frac{2T_0}{T_0 - \Theta} \ln \frac{T_0}{\Theta} \right] \right\};$$

$$\psi = \frac{1}{6k} + \frac{b}{(T_0 - \Theta)^2} \left[\frac{T_0 + \Theta}{T_0 - \Theta} \ln \frac{T_0}{\Theta} - 2 \right].$$

Если положить в уравнении (5) $b=0$, то это уравнение превратится в выражение для определения нарастания пресного льда, полученное М. Е. Швецом [6].

При расчетах нарастания молодого льда член, содержащий $\frac{dT_0}{dt}$, обычно не является основным по величине в уравнении (5). Поэтому часто применяемые на практике расчеты толщины льда, исходящие из условий установившегося потока тепла во льду, дают удовлетворительные результаты. Заметим, кстати, что если в формуле (5) без учета нестационарного члена положить $\Phi_B = 0$, то из получающегося при этом выражения легко найти формулу для определения H , аналогичную формуле Ю. Стефана:

$$H^2 = H_0^2 + \int_0^t \frac{2\lambda}{L^*\rho} [\Theta - T_0(\xi)] d\xi, \quad (6)$$

где $H_0 = H|_{t=0}$.

Решение уравнения (5) в общем виде представляет значительные трудности. Однако, если промежуток времени ($0 < t \leq t_1$), для которого нужно определить изменение толщины льда, не слишком велик, так что в течение его можно считать скорость изменения толщины льда величиной постоянной:

$$H(t) = H_0 + vt, \quad (7)$$

то уравнение (5) можно решить приближенно.

Проинтегрируем уравнение (5) от 0 до t_1 и вместо H подставим его значение из выражения (7); тогда

$$\begin{aligned} v^2 t_1^2 + 2 H_0 v t_1 \left[1 + \frac{1}{H_0 t_1} \int_0^{t_1} \frac{\Phi_B}{L^*\rho} t dt \right] &= 2 \int_0^{t_1} \frac{\lambda}{L^*\rho} \left[\Theta - T_0 - \frac{\Phi_B H_0}{\lambda} \right] dt + \\ &+ 2 \int_0^{t_1} \frac{\lambda}{L^*\rho} \frac{dT_0}{dt} \psi (H_0 + vt)^2 dt. \end{aligned}$$

Из этого квадратного уравнения находится выражение для определения v . Если заменить $L^*(t)$ и $\psi(t)$ их средними значениями для искомого промежутка времени, то интегралы вычисляются достаточно просто. Формула для определения v сильно упростится в тех случаях, когда в последнем члене можно пренебречь величиной vt по сравнению с H_0 .

Приняв отмеченные упрощения, получим:

$$v = -\frac{H_0}{t_1} - \frac{1}{L^* \rho t_1^2} \int_0^{t_1} \Phi_B t dt +$$

$$+ \frac{H_0}{t_1} \sqrt{\left[1 + \frac{1}{L^* \rho H_0 t_1} \int_0^{t_1} \Phi_B t dt\right]^2 + \frac{2\lambda}{L^* \rho H_0^2} \int_0^{t_1} \left[\theta - T_0 - \frac{\Phi_B H_0}{\lambda}\right] dt + \frac{2\lambda\psi}{L^* \rho} [T_0(t) - T_0(0)]} \quad (8)$$

Исходя из формулы (8), можно сделать вывод, что морской соленый лед нарастает медленнее, чем пресный. Действительно, соленость

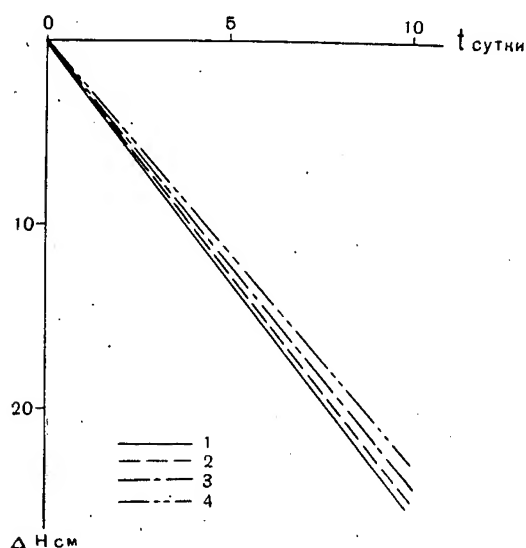


Рис. 1. Нарастание толщины льда различной солености.
1— $S=0\text{‰}$; 2— $S=2\text{‰}$; 3— $S=5\text{‰}$; 4— $S=10\text{‰}$.

льда учитывается функциями L^* и ψ , так что увеличение солености льда приводит к увеличению этих функций. Но L^* входит в знаменатель членов выражения (8), поэтому увеличение ее приводит к уменьшению v . Функция ψ входит в числитель последнего члена (8), величина которого обычно на один-два порядка меньше величины второго, основного члена подкоренного выражения, поэтому особого влияния на величину v последний член уравнения не оказывает. На рис. 1 приведен пример нарастания льда различной солености. При расчете принималось $H_0 = 20$ см; $\Phi_B = 0$, $T_0 - \theta = -15^\circ$, $\theta = -1^\circ,8$.

Уменьшение нарастания льда с увеличением его солености объясняется тем, что часть тепла, отдаваемого льдом атмосфере, компенсируется за счет тепла, выделяемого при замерзании рассола во льду. Чем больше соленость льда, тем больше рассола во льду и больше тепла выделяется при замерзании рассола. Поэтому с увеличением солености от нижней границы льда должно уходить меньшее количество тепла, т. е. нарастание льда будет происходить медленнее.

Исходя из величины двух последних членов подкоренного выражения формулы (8), можно определить влияние потока тепла из воды ко льду (Φ_B) на скорость роста льда v . Из формулы видно, что с увеличением толщины льда роль члена, в который входит Φ_B , возрастает. Может наступить такое состояние, когда член, содержащий Φ_B , станет равным сумме остальных членов. В этом случае не будет происходить нарастания льда, несмотря на рост числа градусодней мороза. Приравняв сумму последних двух членов нулю, можно найти такую критическую толщину льда, при которой $v=0$. Если температура поверхности льда не меняется, то

$$H_0 = \frac{\lambda(\theta - T_0)}{\Phi_B} \quad (9)$$

Как это видно из рис. 2, расчеты нарастания льда по формулам (7) и (8), удовлетворительно согласуются с результатами измерений. При расчетах интеграл от температуры заменялся конечной суммой. Кроме того, вместо T_0 бралась температура воздуха на высоте метеобудки (ϑ), поскольку разница между T_0 и ϑ в общем невелика.

Ниже проведем более обоснованно замену T_0 на ϑ .

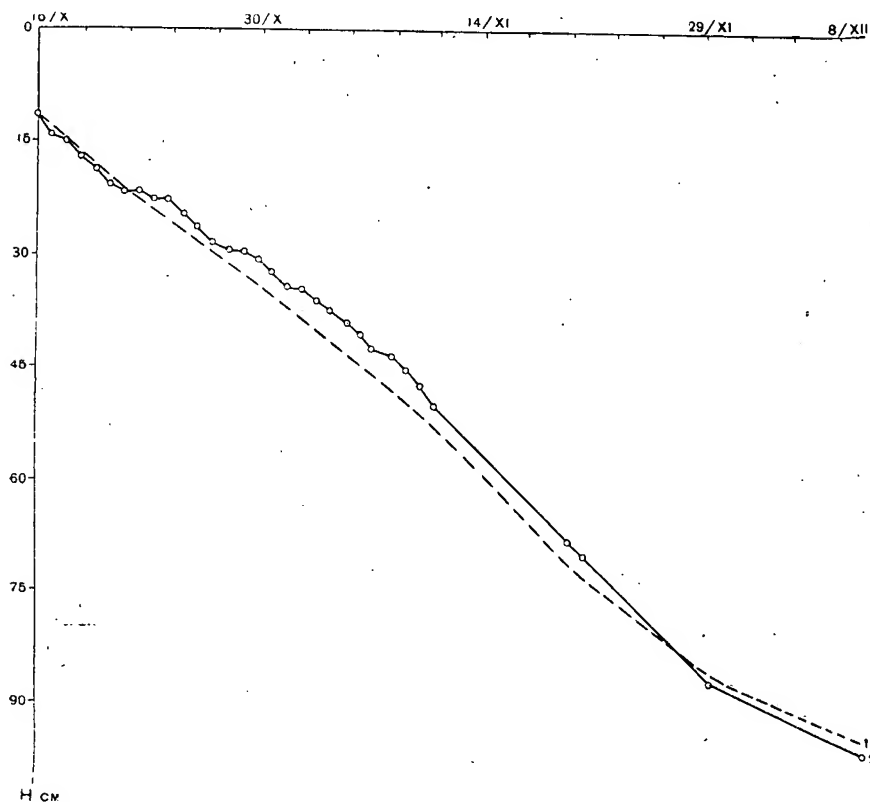


Рис. 2. Нарастание толщины льда при отсутствии на нем снежного покрова (бухта Тикси, 1951 г.).

1 — H -расчетная; 2 — H -измеренная.

Наблюдения показывают, что вблизи ледяного покрова вертикальные профили метеорологических элементов близки к логарифмическим:

$$\vartheta(z) = T_0 + \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \cdot \frac{k_0}{k_1} \ln \frac{k(z)}{k_0}, \quad (10)$$

где $k(z) = k_0 + k_1 z$ — коэффициент турбулентного обмена;

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial z} = \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \Big|_{z=0}, \quad \vartheta \Big|_{z=0} = T_0.$$

Аналогичное уравнение можно записать для удельной влажности воздуха (q).

Воспользуемся для определения градиента температуры в формуле (10) уравнением теплового баланса на поверхности льда:

$$-c_p \rho_1 k_0 \frac{\partial \vartheta}{\partial z} - l \rho_1 k_0 \frac{\partial q}{\partial z} - \lambda \frac{\partial T_0}{\partial z} = R, \quad (11)$$

где c_p и ρ_1 — теплоемкость и плотность воздуха;
 l — теплота парообразования;
 R — радиационный баланс.

Определим градиент температуры льда, исходя из уравнений (1а) и баланса тепла (4), и подставим найденное значение градиента в выражение (11).

Для рассматриваемых условий

$$q = 0,622 \frac{rE}{B} e^{\alpha\vartheta} \approx 0,622 \frac{rE}{B} (\xi + \eta\alpha\vartheta), \quad (12)$$

где r — относительная влажность воздуха;

E — насыщающая упругость паров при 0°C ;

B — атмосферное давление;

α — параметр, слабо зависящий от температуры (для определенного диапазона температур его можно принять постоянным).

Заменим градиент удельной влажности значением q , согласно формуле, аналогичной формуле (10). Прделаав это, получим выражение для температуры поверхности льда через температуру и относительную влажность воздуха, радиационный баланс и некоторые другие характеристики. Подставив это выражение в формулу (8) и произведя некоторые упрощения, будем иметь

$$v = -A + \sqrt{A^2 + \frac{2\lambda}{L^* \rho_1^2} \left\{ \int_0^{t_1} \left[\Theta - \delta\vartheta - \frac{R}{m} - \Phi_B \left(\frac{1}{m} + \frac{H_0}{\lambda} \right) + \beta \right] dt + \int_0^{t_1} H\omega \frac{dT_0}{dt} dt \right\}}, \quad (13)$$

где

$$A = 1 + \frac{\lambda}{mH_0} + \frac{\lambda}{L^* \rho_1 H_0 t_1} \int_0^{t_1} \Phi_B t dt; \quad m = \frac{c_p \rho_1 k_1}{\ln \frac{k(z)}{k}} \left(1 + 0,622 \frac{LE\alpha\eta}{c_p B} \right);$$

$$\delta = \frac{c_p B + 0,622 LE\alpha\eta}{c_p B + 0,622 LE\alpha\eta}; \quad \beta = \frac{0,622 LE(1-r)\xi}{c_p B + 0,622 LE\alpha\eta};$$

$$\omega = \frac{\lambda}{m} \left[\frac{1}{2k} + \frac{b}{(T_0 - \Theta)^2} \left(\ln \frac{T_0}{\Theta} + \frac{\Theta}{T_0} - 1 \right) + H\psi \right].$$

В выражении (13) член, учитывающий нестационарность, обычно на один-два порядка меньше остальных. Поэтому без особого ущерба для точности в определении v можно провести упрощения, аналогичные проведенным в формуле (8), а также заменить T_0 на ϑ .

Если в формуле (13) $z \rightarrow 0$, то $m \rightarrow \infty$, $\vartheta \rightarrow T_0$, и формула (13) в пределе перейдет в формулу (8). Из формулы (13) можно легко определить роль радиационного баланса в образовании льда. Поскольку параметр m пропорционален скорости ветра, то роль R с увеличением скорости ветра падает и возрастает с его ослаблением. Обычно же перемешивание воздуха вблизи ледяного покрова проходит интенсивно, поэтому T_0 близка к ϑ на уровне метеобудки и роль члена, содержащего R , мала. Эти обстоятельства и позволяют часто пользоваться вместо формулы (13) формулой (8), с заменой T_0 на ϑ .

Известно, что нарастание льда сильно зависит от находящегося на нем снега.

Формулу для определения скорости нарастания толщины льда при наличии на нем слоя снега толщиной (y) можно получить тем же методом, что и формулу (8), но при этом необходимо из уравнения теплопроводности для снега предварительно найти соотношение между тем-

температурой его поверхностей. Это соотношение легко определяется из уравнения типа (1) с постоянными теплофизическими характеристиками. Расчеты нарастания толщины льда по полученной формуле удовлетворительно согласуются с результатами наблюдений (рис. 3).

Найденным формулам для определения нарастания льда может быть придан вид, близкий к виду используемых в настоящее время эмпирических формул. Если считать, что температура поверхности снега ϑ_0 и толщина слоя y постоянны во времени, и производить учет только основных членов, то при $t=t_1$ получим следующее выражение

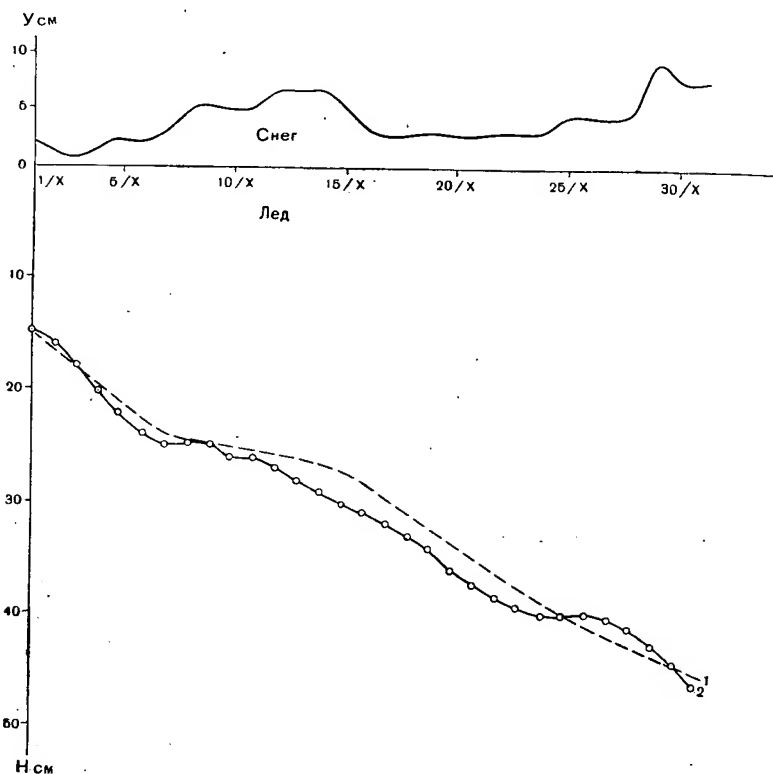


Рис. 3. Нарастание толщины льда под слоем снега (мыс Челюскина, 1950 г.)

1 — H -расчетная; 2 — H -измеренная.

для определения толщины льда, близкое по форме к эмпирической формуле Н. Н. Зубова

$$H = - \left(\frac{\Phi_B}{L^* \rho} + \frac{\lambda}{\lambda_1} y \right) + \sqrt{\left(\frac{\Phi_B}{L^* \rho} + \frac{\lambda}{\lambda_1} y + H_0 \right)^2 + \frac{2\lambda}{L^* \rho} \int_0^{t_1} \left[\Theta - \vartheta_0 - \frac{\Phi_B}{\lambda} \left(H_0 + \frac{\lambda}{\lambda_1} y \right) dt \right]}, \quad (14)$$

где λ_1 — теплопроводность снега.

Из сравнения формулы (14) и формулы Н. Н. Зубова можно получить представление о физическом смысле эмпирических коэффициентов.

Поступила 11/III 1958 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волохонский Л. Ш. Теория промерзания грунта. Труды Главн. геофиз. обсерв., вып. 19, 1950.
2. Зубов Н. Н. Льды Арктики. Изд-во Главсевморпути, М., 1944.
3. Колесников А. Г. К изменению математической формулировки задачи о промерзании грунта. Докл. Акад. наук, т. 82, № 6, 1952.
4. Рубинштейн Л. И. Об устойчивости границы раздела фаз в двухфазной теплопроводящей среде. Изв. Акад. наук, сер. геогр. и геофиз., т. XII, № 6, 1948.
5. Савельев Б. А. Теплоемкость и термическое расширение морского льда. Матер. совещ. по изуч. льда и снега. Изд. Акад. наук, 1951.
6. Швец М. Е. Приближенная теория нарастания льда. Метеор. и гидрол., № 5, 1949.
7. Шехтер Ф. Н., Цейтин Г. Х. Глубина промерзания и температура почвы в зимнее время. Труды Главн. геофиз. обсерв., вып. 3, 1955.
8. Шудейкин В. В. Физика моря. Изд. Акад. наук, М., 1954.

В. С. ЛОЩИЛОВ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ПРИ ЛЕДОВОЙ РАЗВЕДКЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕЙ ТОЛЩИНЫ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

В основу принятого в настоящее время визуального способа оценки возраста ледяного покрова при ледовой авиаразведке положены характерные внешние признаки, свойственные поверхности льда различного возраста. Каждой градации в возрастной шкале соответствуют установленные пределы толщины ледяного покрова [3]. Отсюда ясно, что визуальная оценка возраста ледяного покрова, а тем более его толщины, не может быть избавлена от субъективности. Произвести оценку возраста льда иногда бывает чрезвычайно трудно, так как возрастные признаки в значительной мере зависят от особенностей конкретного района, времени года и предшествующих гидрометеорологических процессов.

Возраст молодых форм ледяного покрова визуально определяется сравнительно легко и с достаточной для практики надежностью. Значительно труднее визуально разделить годовалые и двухлетние ледяные поля, а иногда — зимние и годовалые. Ошибки в оценке возраста ледяного покрова могут привести к неверным выводам о состоянии и изменении ледовой обстановки.

Инструментальное определение толщины льда с самолета является наиболее актуальной задачей при производстве ледовой авиаразведки. Попытки применить радиотехнические и другие физические методы для этой цели вследствие ряда технических трудностей пока не привели к положительным результатам. Также безуспешно предпринимались попытки определения толщины ледяного покрова по аэрофотоснимкам. Основной причиной неудачи явилось отсутствие систематических наблюдений над плотностью льда, толщиной и плотностью снежного покрова на льду в открытом море.

За последние пять лет на дрейфующих станциях были выполнены комплексные исследования ледяного покрова, результаты которых в известной мере уже можно использовать для определения по аэрофотоснимкам средней толщины льда.

Сущность метода определения средней толщины льда по аэрофотоснимкам заключается в стереофотограмметрическом измерении превышения поверхности отдельных ледяных полей над уровнем воды. Далее по среднему превышению и средним значениям на дату аэрофотосъемки толщины и плотности снега, плотности льда и поверхностного слоя воды вычисляется средняя толщина ледяных полей из условия их гидростатического равновесия. Среднее превышение ледяных полей определяется на основании ряда измерений в отдельных точках, расположен-

ных на равных расстояниях друг от друга по нескольким профилям, пересекающим ледяное поле. Превышение каждой точки измеряется на аэрофотоснимках способом прямой линии, относительно уреза воды или поверхности ниласовых льдов в примыкающих трещинах или разводах. Способ прямой линии широко используется в аэрофототопографии для сгущения сети высотного обоснования; он прост в выполнении

и обеспечивает сравнительно высокую точность измерения превышений [1].

Кроме того, для расчета средней толщины ледяного покрова необходимо, как уже отмечалось, знать плотность льда, толщину и плотность снежного покрова на льду и плотность поверхностного слоя воды.

Рассмотрим, каким образом могут быть оценены и учтены эти величины.

Плотность льда. Как установлено из наблюдений, плотность льда неравномерно распределяется по толщине. В период с февраля по июнь плотность основной толщи зимних, годовалых и многолетних льдов лежит в пределах от 0,860 до 0,918. В распределении плотности по толщине наблюдается ее резкое уменьшение в верхнем надводном слое льда и незначительное — в нижнем подводном. На рис. 1

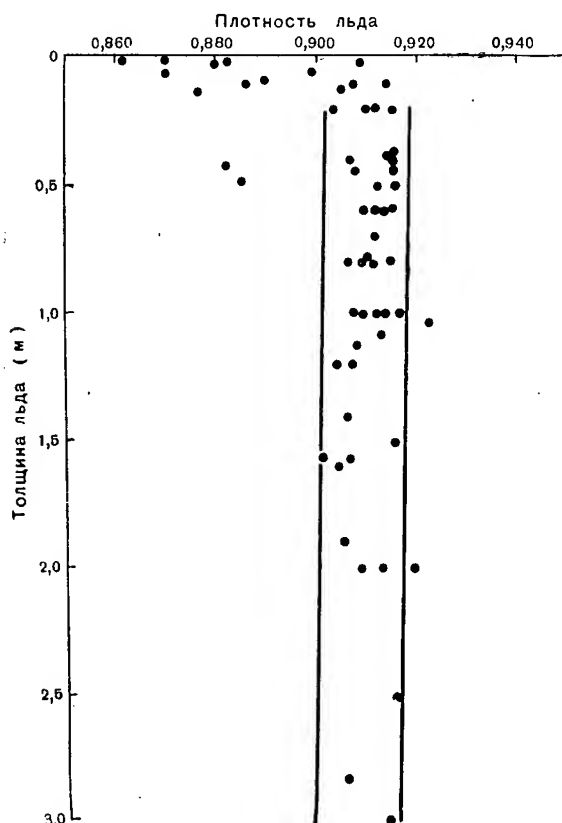


Рис. 1. График распределения плотности в толще зимнего, осеннего и многолетнего льда по измерениям в период с февраля по июнь, выполненным в различные годы.

представлен график распределения плотности льда по толщине. Из анализа выполненных наблюдений видно, что за период с февраля по июнь плотность морского льда в слое ниже уровня воды колеблется в пределах от 0,902 до 0,918 при среднем значении 0,910.

В слое льда выше уровня воды плотность может изменяться в пределах от 0,860 до 0,914 при среднем значении 0,887. Эти средние значения плотности льда и будем принимать в расчетах средней толщины ледяного покрова. Для ледяного покрова зимнего и осеннего образования среднюю плотность надводной части льда будем считать равной 0,910.

Летом в период интенсивного таяния распределение плотности в толще льда значительно изменяется. Однако, чтобы сделать какие-либо определенные выводы, наблюдений над плотностью льда для этого периода недостаточно. По отдельным измерениям можно заключить, что плотность льда в период таяния для подводной части увеличивается до 0,930—0,936 и уменьшается в поверхностном слое до 0,620—0,720. Зна-

чительные колебания плотности льда, неравномерность таяния снега и льда, а также распреснение поверхностного слоя морской воды делают невозможным применение расчетных приемов для определения средней толщины ледяного покрова летом по измеренному превышению его надводной части.

Снежный покров. Толщина снежного покрова на льду не может быть определена по аэрофотоснимкам. Но при измерении превышения поверхности ледяных полей она входит в измеряемую величину, а поэтому должна быть возможно точнее учтена при расчетах средней толщины льда. Снежный покров распределяется на льду неравномерно по толщине и плотности, перемещается и уплотняется под действием ветра, образуя надувы на одних участках и обнажая лед на других. Систематических наблюдений за снежным покровом на льдах в открытом море производилось очень мало. Однако анализ круглогодичных наблюдений на дрейфующих станциях показал, что в изменении средней толщины снежного покрова и его средней плотности имеется определенная закономерность. На рис. 2 представлены графики изменения средней толщины и плотности снежного покрова по наблюдениям на дрейфующих станциях «Северный полюс-3, 4, 5» за 1954, 1955, 1956 и 1957 гг. Эти графики характеризуют среднее из четырех лет изменение средних величин толщины и плотности снежного покрова в период с января по июнь для большей части Арктического бассейна.

Как ясно из рис. 2, средняя толщина снежного покрова на льду от 27 см в январе увеличивается в последней декаде мая до максимального значения 45—55 см. Затем с конца мая средняя толщина снега резко уменьшается, что можно объяснить уплотнением его под действием солнечной радиации и ветра. Средняя плотность снега за этот же период имеет обратный характер изменения, т. е. в конце мая происходит резкое увеличение плотности.

Таким образом, из рис. 2 можно определить среднюю толщину и плотность снежного покрова на дату аэрофотосъемки для годовалых и многолетних льдов.

Плотность поверхностного слоя воды. Плотность воды характеризуется в основном ее температурой и соленостью. С февраля по июнь температуру и соленость поверхностного слоя воды можно принять для определенного района моря практически неизменными. Таким образом, имея данные о температуре и солености поверхностных вод за указанный период легко определить плотность воды [2].

Для Арктического бассейна соленость поверхностной воды в период февраль—июнь в среднем можно считать равной 31‰, а температуру—1,7, что соответствует плотности воды 1,025. Для окраинных морей, где соленость и температура значительно изменяются в пространстве, можно составить карту распределения плотности поверхностного слоя воды.

Местные нарушения гидростатического равновесия. Вследствие неравномерного распределения массы льда при торошении или неравномерного стаивания происходят местные нарушения гидростатического равновесия ледяных полей, которые могут привести к ошибкам в определении средней толщины ледяного покрова. Специальными наблюдениями установлено, что для крупных ледяных полей толщиной до 2 м эти явления редко распространяются более чем на 30 м от центра действия локальной нагрузки. Для мелких ледяных полей размером до 50—70 м локальные нагрузки чаще всего придают общий наклон поверхности относительно уровня воды. Следовательно, при определении высот надводной части ледяных полей необходимо располагать точки измерения вдоль каждого профиля возможно чаще, по крайней мере, не более чем через 10—15 м. В этом случае количество

измерений, приходящихся на неуровненные участки, будет относительно мало или одинаково как в сторону завышения, так и в сторону занижения результатов, что практически на средних значениях не отразится.

Расчет средней толщины ледяного покрова. Для расчета средней толщины ледяных полей используется средняя величина их превышения относительно воды, измеренная по аэрофотоснимкам. Эта величина включает и среднюю толщину снежного покрова, которая определяется по графику (рис. 2) на дату аэрофотосъемки.

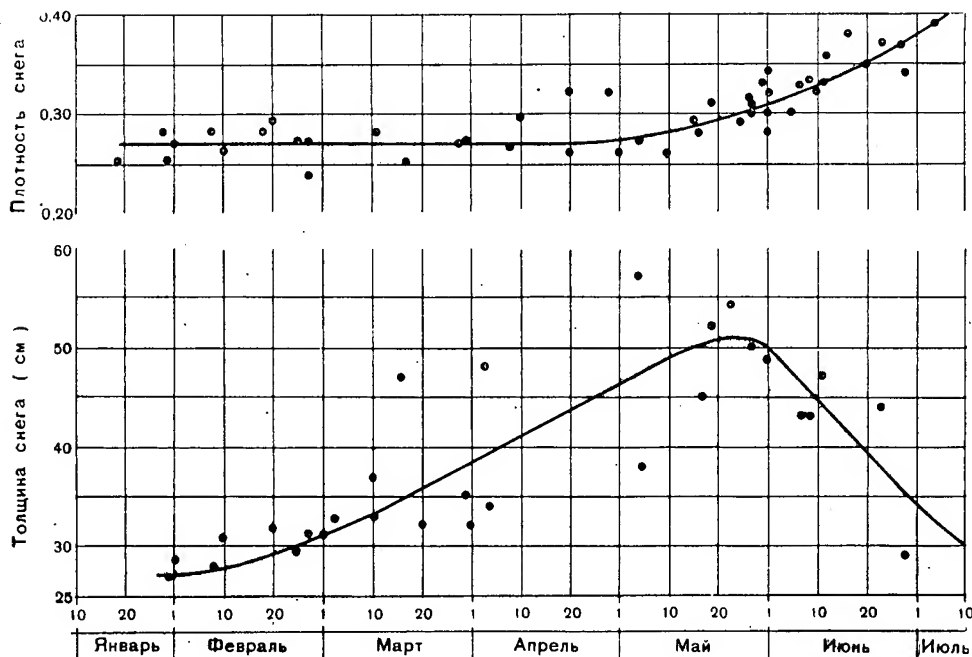


Рис. 2. Графики распределения средней толщины и плотности снега на многолетних и годовалых льдах, построенные по результатам измерений на дрейфующих станциях «Северный полюс-3, 4, 5», в период с января по июнь.

Для удобства расчетов среднюю толщину снежного покрова приведем к эквивалентной толщине льда. Тогда превышение надводной части ледяных полей с учетом снежного покрова можно представить следующим выражением:

$$h = h_m - h_s \left(1 - \frac{\delta_s}{\delta_h} \right), \quad (1)$$

где h — среднее превышение надводной части ледяных полей с учетом средней толщины снега, приведенной к плотности льда;

h_m — среднее измеренное превышение ледяных полей;

h_s — средняя толщина снега;

δ_s — средняя плотность снега;

δ_h — средняя плотность надводной части льда.

Получив таким образом величину h , из условия гидростатического равновесия найдем среднюю толщину ледяных полей:

$$H = \left(\frac{\delta_h}{\delta_w - \delta_z} + 1 \right) h_m - \left(\frac{\delta_h}{\delta_w - \delta_z} + 1 \right) \left(1 - \frac{\delta_s}{\delta_h} \right) h_s = \left(1 + \frac{\delta_h}{\delta_w - \delta_z} \right) h, \quad (2)$$

где H — средняя толщина ледяных полей;

δ_w — плотность воды;

δ_z — средняя плотность подводной части льда.

Остальные обозначения прежние.

Для проверки изложенного метода определения средней толщины ледяного покрова приведем следующие примеры.

24 апреля 1956 г. на ледяном поле зимнего образования по профилю измерены средняя толщина снежного покрова $h_s = 20$ см, средняя плотность снега $\delta_s = 0,32$, среднее возвышение надводной части ледяного поля $h_m = 26,5$ см, плотность воды $\delta_w = 1,025$, средняя плотность льда $\delta_h = \delta_z = 0,91$ и средняя толщина льда $H = 129$ см. Таким образом, все величины, входящие в формулу (2), измерены непосредственно на льду. Подставив в формулу (2) указанные величины, получим $H = 122$ см. Отклонение вычисленной толщины льда от измеренной равно 7 см, что составляет 5%.

23 мая 1956 г. на дрейфующей станции «Северный полюс-4» была определена средняя толщина многолетнего ледяного поля вдоль свежей трещины на протяжении 120 м в 24 точках, через каждые 5 м. В результате измерения получена средняя толщина ледяного поля 260 см, среднее превышение над уровнем воды (надводная часть льда плюс толщина снега) 67 см. Предположив, что последняя величина измерена по аэрофотоснимкам, вычислим среднюю толщину льда по формуле (2). Для этого по кривым на рис. 2 определяем на дату съемки среднюю толщину снега, которая равна 51 см при средней плотности 0,30. Если по рис. 1 примем среднюю плотность надводной части льда равной 0,887, среднюю плотность подводной части льда — 0,910 и плотность воды для данного района — 1,025, то получим среднюю толщину льда равной 286 см. Отклонение от непосредственно измеренной толщины равно 26 см, что составляет 10%.

На рис. 3 представлен один из аэрофотоснимков стереопары с изображением обломков ледяного поля, на котором была расположена станция «Северный полюс-4». По аэроснимкам на стереокомпараторе было измерено превышение над уровнем воды обломка ледяного поля (выделенного на снимке в круг) в 14 точках. Средняя величина превышения равнялась 62 см. Из рис. 2 были определены на дату съемки средняя плотность, толщина снежного покрова и средняя плотность льда, а по формуле (2) рассчитана средняя толщина ледяного поля, которая оказалась равной 292 см.

По непосредственным измерениям средняя толщина этого ледяного поля равнялась 300 см. Отклонение составляет 3%.

Приведенные примеры показывают, что применение изложенного способа определения средней толщины ледяного покрова дает удовлетворительную точность результатов при сравнительно небольшой затрате времени на производство измерений по аэрофотоснимкам.

Основным источником ошибок в определении средней толщины ледяного покрова могут быть частные отклонения средней толщины снежного покрова от ее величины, вычисленной по средней кривой, а также погрешности стереофотограмметрического измерения превышений по аэрофотоснимкам. Для уменьшения ошибки определения средней толщины снежного покрова необходим более длительный ряд наблюдений и разделение оценки толщины по районам с различным количеством выпадающих осадков.

Для увеличения точности измерения превышений по аэрофотоснимкам необходимо использовать соответствующую современную аэрофотоаппаратуру и увеличение масштаба съемки. Например, производя съемку в масштабе 1:2000 аэрофотоаппаратом типа «ТЭ» с фокусом 55 мм и применяя радиовысотомер типа РВТД, можно снизить среднюю квадратическую ошибку измерения превышений до ± 8 —10 см (против ± 25 —30 см при старой аппаратуре). Такая величина погрешности измерения превышений по аэрофотоснимкам позволит значительно повы-

ситель точность результатов определения средней толщины ледяного покрова.

Применение описанного способа измерения средней толщины льда по аэрофотоснимкам в летний период представляет большой практический интерес. Однако эта задача является еще более сложной и не может быть решена без дополнительных исследований ледяного покрова. Бурно протекающие процессы таяния летом и связанные с тая-

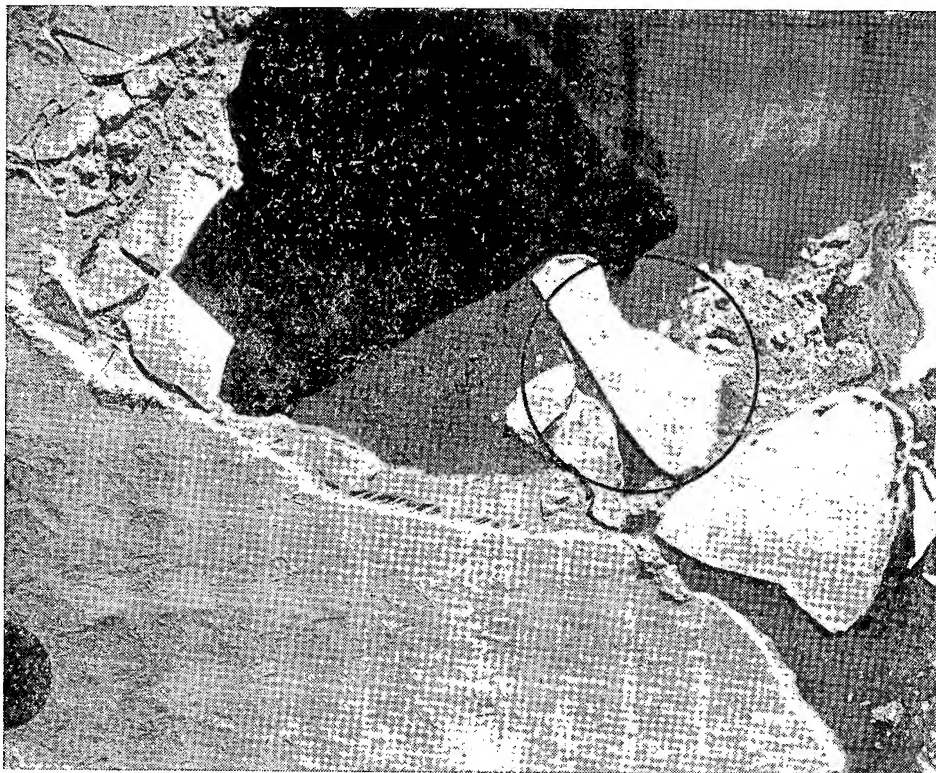


Рис. 3. Аэрофотоснимок части ледяного поля дрейфующей станции «Северный полюс-4».

нием резкие изменения физических свойств снега и льда, а также изменения плотности воды пока недостаточно изучены и не могут быть учтены. Поэтому мы ограничили возможность применения данного способа периодом февраль — июнь.

Поступила 25/III 1958 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герценова К. Н., Очеретько А. К. Пособие по фотограмметрическим работам. Геодезиздат, Л., 1957.
2. Зубов Н. Н. Океанологические таблицы. Гидрометеиздат, Л., 1957.

К. А. СЫЧЕВ

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

Настоящая работа посвящена рассмотрению теплового баланса суглинистой¹ и песчаной поверхностей деятельного слоя вечной мерзлоты в Арктике в летний период.

В основу исследования положены материалы наблюдений за элементами теплового баланса, выполненных в 1953—1954 гг. в Амдерме. Эти наблюдения были организованы с целью изучения формирования деятельного слоя вечной мерзлоты. Они имеют и практическое значение в решении прикладных задач строительства.

Как известно, энергия радиационного баланса B расходуется на земной поверхности по закону уравнения теплового баланса:

$$B = V + E + P, \quad (1)$$

где V — затраты тепла на теплообмен между поверхностью и прилегающим слоем воздуха;

E — затраты тепла на испарение или конденсацию;

P — затраты тепла на теплообмен в грунте.

Из указанных компонент баланса непосредственно измерить можно только радиационный баланс. Остальные составляющие определяются с различной степенью точности по данным градиентных наблюдений над температурой, влажностью и скоростью ветра на нескольких высотах, а также над температурой и влажностью грунта на различных глубинах [2].

В Арктике, несмотря на небольшую высоту солнца над горизонтом, напряжение солнечной радиации в летний период достигает значительных величин, иногда превышающих напряжение в средних и даже в южных широтах. Причиной этому — полярный день, сравнительно малое содержание водяных паров в атмосфере, не слишком плотные облака и почти полное отсутствие запыленности воздуха.

Следует заметить, что роль составляющих суммарной радиации в арктической области не одинакова. Ввиду большого количества пасмурных дней в году главная роль принадлежит рассеянной радиации. На прямую радиацию в среднем приходится всего лишь 25—30% суммарной.

По данным наблюдений, годовые величины суммарной радиации в Амдерме (69°46' с. ш., 61°41' в. д.) в 1953 и 1954 гг. соответственно составили 76,66 и 64,11 ккал/см². С мая по сентябрь, в период интенсив-

¹ Суглинистую поверхность, покрытую травой, мы будем называть тундровой поверхностью, или просто «тундрой».

ных тепловых процессов, выраженных в таянии снега, нагревании верхних слоев грунта, протаивании мерзлоты и т. п., суммы тепла составили 59,33 и 52,60 ккал/см², что соответствует 89 и 82% от годовой суммы солнечной радиации.

Радиационный баланс B определялся по известной формуле:

$$B = (Q + q)(1 - A) - E_{\text{эф}}, \quad (2)$$

где Q — сумма прямой радиации;

q — сумма рассеянной радиации;

A — альbedo поверхности, выраженное в долях единицы;

$E_{\text{эф}}$ — эффективное излучение.

Составляющие радиационного баланса по формуле (2) определялись 8 раз в сутки. Полученные материалы наблюдений обработаны соответствующим образом за каждый срок, затем подсчитаны суммы компонент баланса за сутки, за декаду и за месяц.

Отмеченные величины альbedo и эффективного излучения осреднены подекадно, из них определены месячные значения.

Месячные суммы компонент радиационного баланса за интересующий нас период представлены в табл. 1 и 2.

Таблица 1
Радиационный баланс тундровой поверхности (1953 г.)

	VI	VII	VIII	IX	Всего
Суммарная радиация (ккал/см ²)	15,81	14,58	10,80	3,37	44,56
Альbedo (%)	30	31	25	22	—
Отраженная радиация (ккал/см ²)	4,74	4,52	2,70	0,75	12,71
Эффективное излучение (ккал/см ²)	2,46	2,47	2,15	1,60	8,68
Радиационный баланс (ккал/см ²)	8,61	7,59	5,95	1,02	23,17

Таблица 2
Радиационный баланс песчаной поверхности (1954 г.)

	VI	VII	VIII	IX	Всего
Суммарная радиация (ккал/см ²)	13,31	14,88	7,75	2,93	38,90
Альbedo (%)	35	41	32	29	—
Отраженная радиация (ккал/см ²)	4,66	5,90	2,48	0,84	13,88
Эффективное излучение (ккал/см ²)	1,82	2,65	1,93	0,84	7,24
Радиационный баланс (ккал/см ²)	6,83	6,33	3,34	1,24	17,78

Как видим из этих таблиц, полученные месячные суммы радиационного баланса за летний период весьма значительны и почти в два раза больше сумм, полученных Н. Т. Черниговским при расчете радиационного баланса арктических морей [5]. Объяснить это можно тем, что, начиная с первых чисел июня, на площадках в Амдерме не было снега, и поэтому альbedo их было значительно меньше, чем альbedo снега и льда.

Чтобы выяснить, какая же часть радиационного баланса затрачивается на нагревание и протаивание деятельного слоя вечной мерзлоты,

мы рассчитали теплообмен в грунте по формуле, ранее выведенной автором [3].

$$p = \frac{z - z_1}{\tau - \tau_1} (t_\tau - t_{\tau_1}) + \frac{ac\gamma}{z - z_1} (t_z - t_{z_1}), \quad (3)$$

где p — тепловой поток в грунте;
 z, z_1 — точки, в которых измерялась температура;
 τ, τ_1 — время наблюдений;
 t_τ, t_{τ_1} — температура данного слоя в различное время;
 t_z, t_{z_1} — температура грунта на различных глубинах;
 $c\gamma$ — объемная теплоемкость грунта;
 a — коэффициент температуропроводности.

Объемная теплоемкость $c\gamma$ и коэффициент температуропроводности a связаны, как известно, с коэффициентом теплопроводности λ уравнением вида $\lambda = ac\gamma$.

Объемная теплоемкость данного грунта сравнительно постоянна и мало зависит от влажности. Она определяется достаточно точно калориметрическим способом. Что касается коэффициента температуропроводности a , который рассчитывается различными способами [1, 4], то он со временем и с глубиной меняется в больших пределах. Вычисление этой важной теплотехнической величины мы производили графическим способом, исходя из решения дифференциального уравнения теплопроводности, основанного на исчислении конечных разностей по Шмидту, где имеет место обязательное условие:

$$a = \frac{\Delta z^2}{2 \Delta \tau}. \quad (4)$$

Здесь Δz — расстояние между точками, в которых измерялась температура грунта;

$\Delta \tau$ — промежуток времени между наблюдениями.

По сравнению с аналитическим способом определения коэффициента температуропроводности графический метод имеет свои преимущества: он позволяет исключить данные, не подходящие для расчета, а также вскрывает зависимость коэффициента a от изменения состава и влажности грунта с глубиной.

В результате расчетов по вышеприведенным формулам (1) — (4) мы определили компоненты теплового баланса для тундровой и песчаной поверхности (табл. 3 и 4). По рис. 1 можно определить декадные величины компонент баланса. Заметим, что затраты тепла на теплообмен между поверхностью и прилегающим слоем воздуха, на испарение и конденсацию получены как остаточные при решении уравнения теплового баланса, приравненного к нулю.

Таблица 3

Тепловой баланс тундровой поверхности (1953 г.)

	VI	VII	VIII	X	Всего
Радационный баланс B (ккал/см ²)	8,61	7,59	5,95	1,02	23,17
Затраты тепла на теплообмен и испарение $V+E$ (ккал/см ²)	7,68	6,93	5,01	0,95	20,02
Теплообмен в грунте P (ккал/см ²)	0,93	1,20	0,94	0,07	3,14
Глубина протаивания h (см)	20	57	78	80	—
Отношение $\frac{P}{B}$ (%)	13	15	14	6	12

Таблица 4

Тепловой баланс песчаной поверхности (1954 г.)

	VI	VII	VIII	IX	Всего
Радиационный баланс B (ккал/см ²)	6,83	6,33	3,34	1,24	17,78
Затраты тепла на теплообмен и испарение $V+E$ (ккал/см ²)	6,19	5,45	2,86	0,97	15,47
Теплообмен в грунте P (ккал/см ²)	0,64	1,08	0,48	0,27	2,47
Глубина протаивания h (см)	81	121	155	170	—
Отношение $\frac{P}{B}$ (%)	10	17	13	15	14

Как видно из табл. 4, теплообмен в грунте за четыре месяца составил для тундры 3,14 ккал/см², для песка — 2,47 ккал/см². Это тепло способно растопить слой льда в 39 и 32 см соответственно. Теплообмен в грунте за указанные периоды составил в среднем: для тундры — 12%, для песка — 14% от величины радиационного баланса.

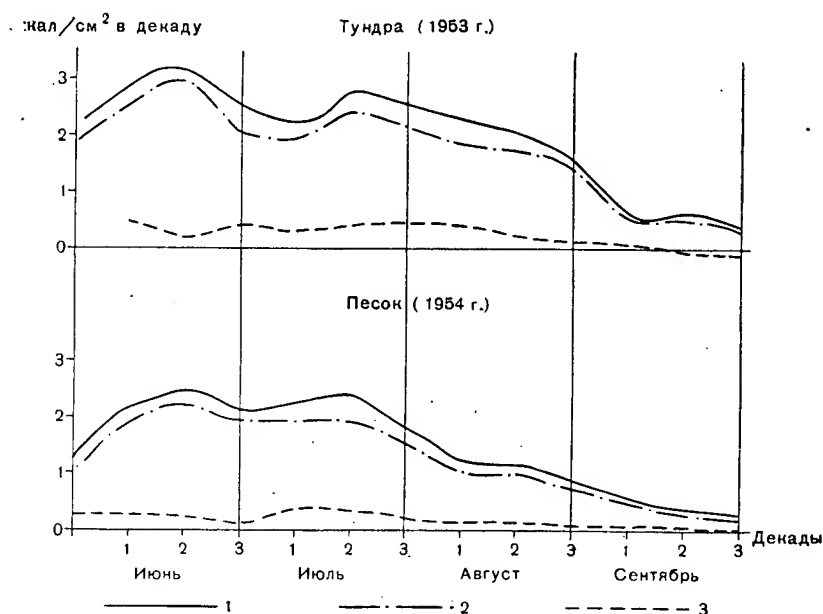


Рис. 1. Элементы теплового баланса тундры и песка в Амдерме.

1 — радиационный баланс; 2 — затраты тепла на теплообмен и испарение; 3 — тепловой поток в грунт.

Что же фактически произошло на тундровой и песчаной площадках под действием P -компоненты баланса? По наблюдениям за температурой на различных горизонтах (до глубины 3 м) было установлено, что деятельный слой грунта значительно нагревался. Площадка тундры при содержании в грунте 45% льда протаяла на глубину 80 см, а песчаная площадка при влажности 10% — на глубину 170 см. Между поступившим в грунт количеством тепла и затратами тепла на нагревание и протаивание грунта должно сохраняться равенство $P = P_1$.

Мы подсчитали затраты тепла на нагревание и протаивание грунта по формуле

$$P_1 = c\gamma H(t_r - t_{r1}) + 80z\rho, \quad (5)$$

где $c\gamma$ — объемная теплоемкость;
 H — глубина грунта (до нулевой амплитуды температуры);
 $t_{\tau}, t_{\tau 1}$ — конечная и начальная температура грунта;
 z — толщина льда, вычисленная при данной влажности;
 ρ — плотность льда, равная 0,8;
 80 — теплота кристаллизации.

На 1 октября нами были получены следующие значения P_1 : для тундры — $2,96 \text{ ккал/см}^2$, для песка — $2,21 \text{ ккал/см}^2$. Как видим, данные количества тепла, затраченного на нагревание и протаивание грунта, очень близки к расчетным, полученным из решения теплового баланса. Следовательно, принятый метод расчета P оправдал себя.

Большое практическое значение имеет изучение протаивания деятельного слоя вечной мерзлоты в различных климатических условиях. На рис. 2 представлены зависимости протаивания тундры и песка от суммы среднедекадных положительных температур воздуха Σt , суммарной радиации Q_1 , радиационного баланса B и теплового потока в грунте P .

Из рисунка видно, что между тепловым потоком в грунте и глубиной протаивания существует тесная связь. Меньшая связь наблюдается между глубиной протаивания и суммарной радиацией. Зависимости глубины протаивания от всех перечисленных выше элементов характеризуются следующими эмпирическими формулами:

Для тундры

$$\begin{aligned} h &= 24P + 2 \\ h &= 2,5Q - 22 \\ h &= 3,6B - 3,4 \\ h &= 11\sqrt{\Sigma t} - 7 \end{aligned}$$

Для песка

$$\begin{aligned} h &= 40P + 64 \\ h &= 3,2Q_1 + 45 \\ h &= 7,2B + 39 \\ h &= 14,2\sqrt{\Sigma t} + 43 \end{aligned}$$

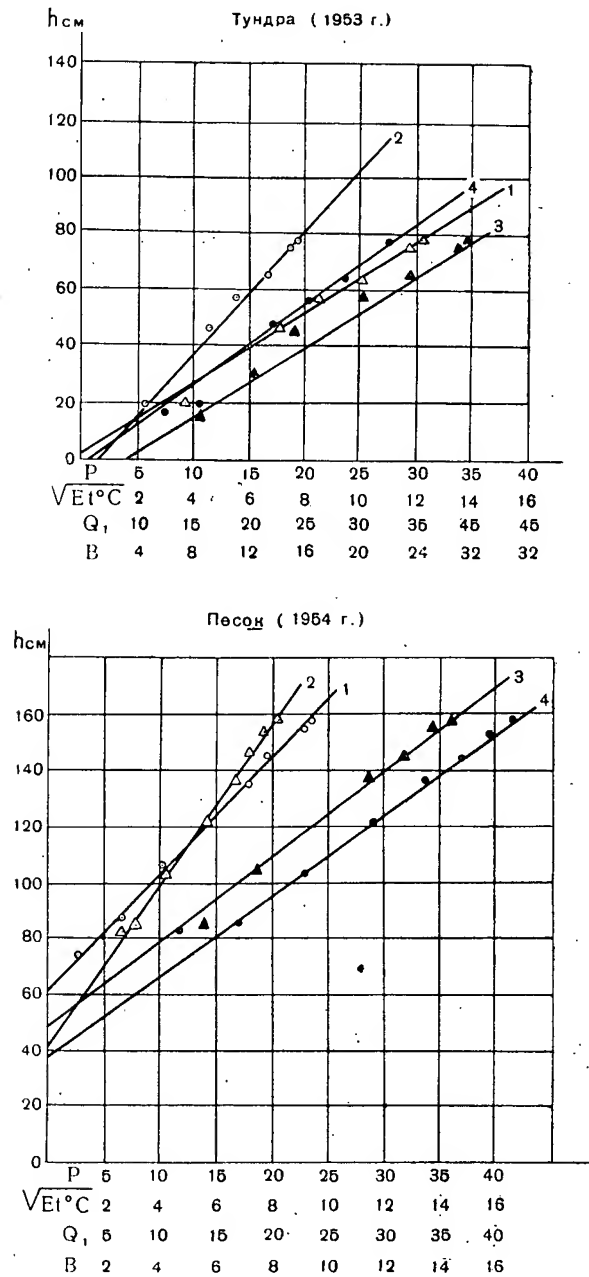
Из этих формул видно, что для приближенного расчета глубины протаивания вечной мерзлоты почти в равной степени можно пользоваться всеми указанными элементами теплового баланса. Однако наиболее доступной в этом отношении является температура воздуха, которая чаще всего и используется в расчетах протаивания грунтов.

В результате проведенных исследований можно предложить наиболее простую полуэмпирическую формулу глубины протаивания естественных и насыпных грунтов, имеющую следующий вид:

$$h = \sqrt{\frac{Q_1 2ac\gamma \lg \Sigma t}{0,0003w}}, \quad (6)$$

где Q_1 — суммарная радиация, в ккал;
 $\lg \Sigma t$ — логарифм суммы положительных среднедекадных температур воздуха (счет начинается с первой декады с положительными температурами);
 $c\gamma$ — объемная теплоемкость, в ккал/м³;
 a — коэффициент температуропроводности;
 w — влажность грунта в процентах.

В заключение следует отметить, что полученные за 4 летних месяца суммы теплообмена в тундровом ($3,14 \text{ ккал/см}^2$) и песчаном ($2,47 \text{ ккал/см}^2$) грунтах оказались весьма значительными и превышают почти в два раза суммы теплообмена в грунте в Колтушах под Ленинградом (рассчитанные Огневой). Как видим из табл. 3 и 4, суммы теплооборота в грунте для Амдермы составляют 12 и 14% от суммы радиационного баланса, в то время как для средних широт эти суммы не превышают 4—8%.



Исследования, положенные в основу настоящей статьи, помогли нам определить зависимость между глубиной протаивания грунтов и компонентами баланса, а также вывести полуэмпирическую формулу для расчета глубины протаивания грунтов в Арктике.

Поступила 3/VI 1958 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лайхтман Д. Л. О точном методе получения коэффициента температуропроводности почвы. Труды Главн. геофиз. обсерв., вып. 2 (64), 1947.
2. Методические указания метеорологическим станциям. Изд. Главн. геофиз. обсерв., вып. 5, 1954.
3. Сычев К. А. Элементарный способ расчета теплового баланса в грунте. Метеорол. и гидрол., № 6, 1954.
4. Цейтин Г. Х. О новом методе вычисления коэффициента температуропроводности почвы. Труды Главн. геофиз. обсерв., вып. 22 (84), 1950.
5. Черниговский Н. Т. Опыт определения радиационного баланса арктических морей. Проблемы Арктики, № 5, 1940.

*Е. С. КОРОТКЕВИЧ***ПТИЦЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ**

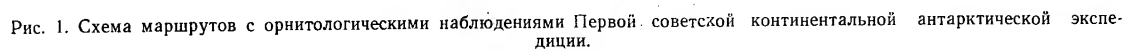
Орнитологические исследования Первой советской континентальной антарктической экспедиции в 1956—1957 гг. производились на побережье Восточной Антарктиды на протяжении более 2000 км от 74 до 111° в. д. (Берег Ингрид Кристенсен — Берег Бадда). Основные наблюдения проводились автором в районе Мирного (включая о-ва Хасуэлл) с января 1956 г. по февраль 1957 г., остальная же территория подвергалась эпизодическим обследованиям. Так, в оазисе Бангера работы велись 22—30 января, 6—11 и 27 августа, 19 сентября, 6 октября, 19—22 ноября 1956 г. и 3 февраля 1957 г.; в оазисе Грирсон 13 октября — 9 ноября 1956 г.; в оазисе Вестфолль 9—17 декабря 1956 г.; на горе Гаусс 23 января 1957 г.; на горе Браун 27 января 1957 г.; в горах к югу от шельфового ледника Шеклтона 31 января — 3 февраля 1957 г.; на о. Адамс 12 сентября 1956 г. Кроме того, был проведен ряд маршрутов на самолетах в глубь материка и вдоль побережья, а также по припаю до его кромки 22—23 июня, 23—25 июля, 1 декабря 1956 г. (рис. 1).

Во время этих исследований велись наблюдения за биологией птиц, главным образом за сезонными явлениями в их жизни, а также сбор коллекций. Всего собрано 164 экз. птиц, 222 экз. яиц и 19 экз. других орнитологических образцов.

Условия обитания птиц в Восточной Антарктиде чрезвычайно суровы [1]. Почти на всем протяжении берег обследованного района представляет собой ледяной обрыв, только кое-где прерываемый отдельными скалами-нунатаками. Лишь в трех местах более значительные участки суши лишены ледяного покрова. Это — так называемые оазисы Грирсон, Бангера и Вестфолль с о-вами Рёуер, площадью в несколько сот квадратных километров. Вблизи побережья местами встречаются также мелкие скалистые островки.

Из-за чрезвычайной суровости условий (низкие температуры лета, сильные холодные ветры, сухость воздуха) все эти непокрытые льдом участки суши почти лишены растительного покрова. Следовательно, отсутствуют и животные, по своему питанию связанные с сушей, за исключением весьма небольшого количества мельчайших беспозвоночных.

Море, омывающее берега, значительно благоприятнее. Однородность температур в течение всего года (от -2 до 0°), небольшая ледовитость и прогрев верхнего слоя вод летом определяют развитие богатой флоры и фауны. Прибрежные воды изобилуют фитопланктоном; нередко встречаются и заросли крупных водорослей. Сравнительно богатая растительная жизнь моря обуславливает развитие морских животных, в пер-



1 — аэровизуальные наблюдения; 2 — наземные наблюдения; 3 — наблюдения на морском льду.

вую очередь, планктонных (различные рачки), а также более крупных (моллюски, иглокожие, рыбы, тюлени и др.). Обилие морских животных способствует существованию большого количества птиц. Кроме того, прибрежные скалы удобны для гнездования, и на них летом собираются тысячные стаи морских птиц для выведения птенцов. Почти вся жизнь теснейшим образом связана с морем. Она сосредоточена в узкой полосе побережья между огромными, практически безжизненными пространствами ледяного континента и относительно богатыми жизнью водами моря. В этой полосе встречаются разные типы ландшафтов, соответственно различно населенные (рис. 2).

1. Материковые льды в прибрежной полосе населены только кое-где колониями снежных водорослей.

2. Нунатаки, расположенные в нескольких сотнях километров от берега, также практически безжизненны. Из растений здесь можно обнаружить только едва заметные эпилитные лишайники и водоросли. Животных, как правило, совершенно нет (горы Браун, Горан).

3. Нунатаки, находящиеся обычно от нескольких десятков до ста километров от берега, имеют также едва заметную растительность из отдельных пятнышек эпилитных лишайников и водорослей. Изредка встречаются залетные птицы — снежные буревестники, качурки, поморники (горы Страткона, Амундсена, и Сандоу).

4. Нунатаки вблизи берега (до 10—20 км) имеют наземную растительность, сходную с растительностью оазисов (лишайники, мхи, напочвенные водоросли), кроме водной. Обычными гнездящимися птицами являются снежные буревестники, качурки и реже поморники (гора Гаусс, нунатак Джиллис и др.).

5. Переходные образования от отдельных нунатаков к оазисам (холмы Обручева), отстоящие от моря на несколько километров (иногда десятков километров). В связи с большой площадью не покрытой льдом суши здесь образуется более благоприятный режим тепла и влаги. Поэтому растительность представлена уже в виде хорошо заметных пятен лишайников, местами дернинок мхов и водорослей, как напочвенных, так и водных в озерах. В озерах появляются мельчайшие беспозвоночные, а на скалах гнездятся снежные буревестники, качурки и поморники.

6. Прибрежные острова летом окружены сравнительно теплым морем и на них достаточно влаги, что обуславливает развитие сравнительно богатой растительности из лишайников, мхов и водорослей. В водоемах развиваются бактерии и водоросли, в них можно встретить и мелких беспозвоночных. Наличие удобных мест для гнездовий и близость открытого моря привлекают сюда массу птиц, образующих на скалах тысячные колонии. Кроме птиц, изредка на берегах можно увидеть тюленей. Это — один из наиболее богатых жизнью районов (рис. 3).

7. В оазисах, в комплекс которых входят прибрежные острова, встречается все, что есть на последних, с некоторым увеличением разнообразия видов и особенно численности особей за счет более обширных площадей, лишенных льда, и разнообразия условий. Так, в крупных озерах обнаружены водные мхи, а также мелкие беспозвоночные. Однако, если оазис отделен от открытого моря полосой континентальных льдов (обычно шельфовых), каковым является оазис Бангера, то птицы, особенно тесно связанные с морем, здесь, как правило, не встречаются и их фауна резко обеднена. Здесь нет пингвинов Адели, серебристо-серых и антарктических буревестников, капских голубей, т. е. в отношении фауны птиц оазисы близки к районам переходного типа от оазисов к отдельным нунатакам.

8. Морские льды, окаймляющие полосой берега Антарктиды. Их флора представлена разными микроскопическими водорослями, глав-

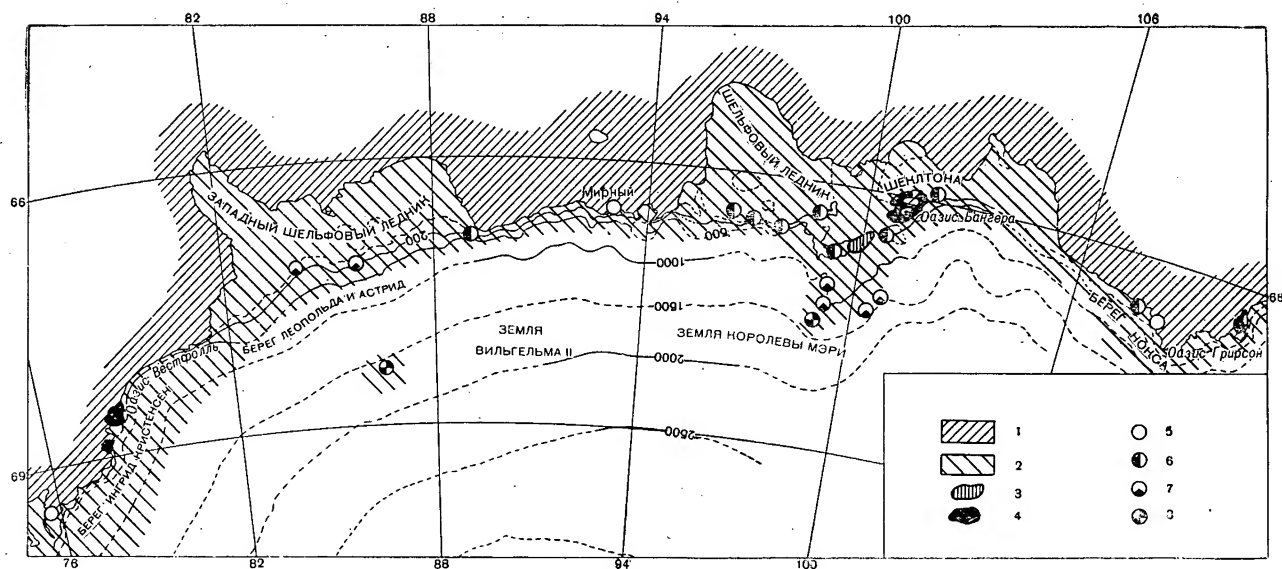


Рис. 2. Схема биогеографических районов.

1 — море; 2 — ледники; 3 — переходные образования от нунатаков к оазисам; 4 — оазисы; 5 — прибрежные острова; 6 — ближние нунатаки (близи берега моря); 7 — нунатаки средней удаленности от моря (чаще до 100 км); 8 — дальние нунатаки (более 100 км).

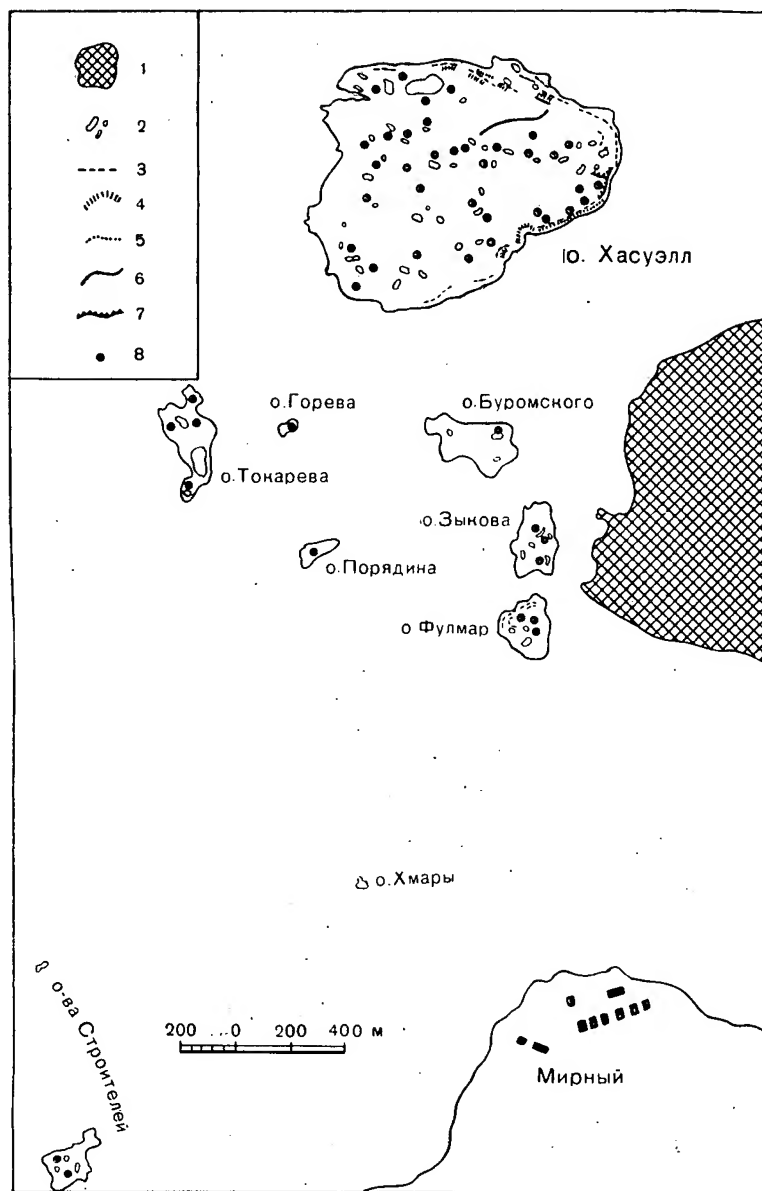


Рис. 3. Схема расположения гнездовых колоний птиц на о-вах Хасуэлл.

1 — императорские пингвины (площадь передвижения колоний); 2 — пингвины Адели; 3 — серебристо-серые буревестники; 4 — капские голуби; 5 — снежные буревестники; 6 — вильсоновы качурки; 7 — антарктические буревестники; 8 — поморники (положение приблизительное).

ным образом диатомовыми, покрывающими сплошь нижнюю поверхность льда, а фауна — различными тюленями, размножающимися и отдыхающими на льду, а также пингвинами, совершающими значительные переходы или отдыхающими. Императорские пингвины большую часть жизни проводят на морском льду, где и размножаются.

Орнитофауна исследованного участка, как и вообще Восточной Антарктиды, в видовом отношении исключительно бедна [2]. Всего в районе работ экспедиции нами было встречено десять видов птиц¹. Наиболее широко распространенными являются буревестники, представленные пятью гнездящимися видами и одним залетным. Особенно многочисленные колонии образуют пингвины двух видов. Обычен один вид поморников и изредка залетают чайки одного вида. Таким образом, гнездящихся видов птиц только восемь (рис. 4).

Spheniscidae — пингвины

Pygoscelis adeliae (Hamber. et Josq.) — пингвин Адели
Aptenodytes forsteri Gray — императорский пингвин

Procellariidae — буревестники

Macronectes giganteus (Gmel.) — гигантский буревестник
Fulmarus glacialis (Smith) — серебристо-серый буревестник
Daption capensis (Lin.) — капский голубь
Pagodroma nivea (Forster) — снежный буревестник
Thalassoica antarctica (Gmel.) — антарктический буревестник
Oceanites oceanicus (Kuhl) — вильсонова качурка

Stercorariidae — поморники

Stercorarius skua maccormicki (Saunders) — южнополярный поморник

Laridae — чайки

Larus dominicanus (Licht.) — доминиканская чайка

Наибольшие гнездовые колонии большинства видов обнаружены на о-вах Хасуэлл и в оазисах Вестфолль и Грирсон. Оазис Бангера и прибрежные нунатаки сравнительно бедны. Здесь обычны только снежные буревестники, встречаются вильсоновы качурки и южнополярные поморники. Эти птицы иногда залетают на 100—150 км в глубь материка.

Проведенные исследования дают только сравнительно краткую и далеко не полную характеристику встречающихся здесь птиц.

Пингвин Адели — *Pygoscelis adeliae* (Hamber. et Josq.)

Крупная птица средним весом из шести измерений 4,7 кг (максимум 5110 г), длиной 77 см (максимум 80 см)². Это — наиболее распространенная птица побережья. Встречается почти на всех участках суши, выходящих к морю. По суше и материковому льду, как правило, больших переходов не делает (однажды пингвин Адели был найден у станции Оазис, приблизительно в 50 км от открытого моря). Особенно многочисленны колонии в оазисах Грирсон и Вестфолль. На о-вах Хасуэлл их насчитывается без птенцов около 15 000 шт.

¹ Согласно сообщению Е. Е. Сыроечковского, на о. Хасуэлл добыт 1 экз. антарктического пингвина *Pygoscelis antarctica* — одиннадцатый вид птиц побережья.

² Размеры птиц даны по данным, полученным Советской антарктической экспедицией в 1956 г. Измерения произведены главным образом К. А. Юдиным.

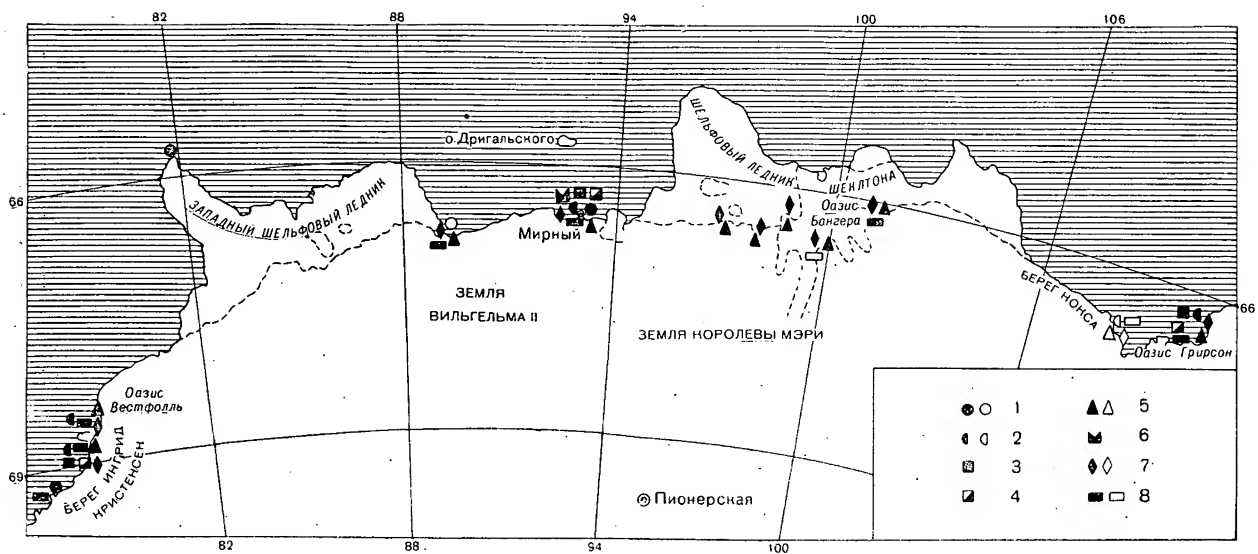


Рис. 4. Схема расположения гнездовых колоний птиц.

1 — императорские пингвины; 2 — пингвины Адели; 3 — серебристо-серые буревестники; 4 — капские голуби; 5 — снежные буревестники; 6 — антарктические буревестники; 7 — вильсоновы качурки; 8 — южнополярные поморники. Черными значками обозначены наблюдаемые гнездовья, белыми — предполагаемые.

Приходят пингвины Адели на побережье Антарктиды в районе Мирного около 20 октября. В 1956 г. первая птица была замечена на о-вах Хасуэлл 19 октября, а в оазисе Грирсон — 21 октября. К 25 октября колонии уже формируются. Период спаривания продолжался с 30 октября до последних чисел ноября. Кладка яиц началась 8 ноября, причем в гнездо откладывается по два яйца, очень редко по одному и единично по три. Между откладкой первого и второго яйца проходит несколько дней. Средний вес яйца 132 г, при максимальном 166 г и минимальном 103 г. Было обнаружено недоразвитое яйцо весом 28 г. 15 декабря отмечено начало выведения птенцов; таким образом, инкубационный период длится приблизительно 35 дней. В конце января — начале февраля начинается линька птенцов, заканчивающаяся в конце февраля. После линьки молодые птицы уходят в море. Взрослые начинают линять несколько позже и заканчивают линьку, как правило, в первой декаде марта, однако уход последних пингвинов Адели задерживается до 20-х чисел марта.

Для гнездовой пингвин Адели выбирает горизонтальные площадки, причем крутые склоны не являются для него препятствием. Он по ним карабкается с удивительной ловкостью. Однако вертикальные обрывы более 2—3 десятков сантиметров преодолевает с трудом и взбирается на них неохотно. Для образования гнездовых колоний обязательным является хотя бы небольшое количество плоской гальки или щебня, необходимого для строительства гнезд. Питается пингвин Адели в основном планктонными рачками, также поедает рыбу и головоногих моллюсков.

Гнездовья располагаются на таких участках побережья, вблизи которых к моменту выведения птенцов есть открытая вода. Однако все же ему приходится ходить в первое время за кормом местами за 10—15 км. Но к моменту, когда птенцы становятся большими и требуют больше пищи, открытая вода подходит близко к берегам островов. В желудке птиц, принесших в колонию корм, обнаруживали до 2500 г пищи, преимущественно рачков (крилл).

Императорский пингвин — *Aptenodytes forsteri* Gray

Одна из наиболее интересных птиц земного шара.

Это — очень крупная птица длиной более 100 см, весом в среднем из семи измерений около 30 кг при среднем весе самцов 37 кг, а самок 24 кг. Максимальный вес — 43 кг. Жировой слой в начале насиживания толстый — от 9 до 25 мм, внутренняя поверхность кожи имеет ячеистое строение с воздушными камерами, улучшающими теплоизоляционные свойства.

На всем 2000-километровом побережье встречено всего три колонии императорских пингвинов (четвертая колония, отмеченная экспедицией Дригальского в 1902 г. возле горы Гаусс [3], нами обнаружена не была). Наиболее крупной является колония в районе Мирного, насчитывающая до 20 000 птиц, несколько меньше колония у северо-западного окончания Западного шельфового ледника (около 15 000 птиц) и еще меньшая у Берега Ингрид Кристенсен (около 5000 птиц). Пара императорских пингвинов была встречена в октябре в оазисе Грирсон, что указывает на возможное существование поблизости колоний. Отдельными экземплярами птицы держатся в районе Мирного все лето. Но только с момента хотя бы частичного, временного установления припая — в конце марта — птицы приходят к месту гнездовья. Численность пингвинов в колонии непрерывно меняется (рис. 5). В 1956 г. первые птицы в районе колонии появились 25 марта, массовый приход начался 5 апреля, а к 5 мая подошло подавляющее большинство птиц,

хотя последние подходили до 15 мая. Основная колония сформировалась в середине апреля. В это же время, по-видимому, началось спаривание, хотя нами оно было впервые отмечено 22 апреля. Массовое спаривание проходило с 1 по 15 мая, а последнее — в первой декаде июня.

Кладка яиц началась с 1—2 мая, а массовая — с 10 мая и в основном закончилась 20 мая, хотя отдельные случаи кладки отмечались до 5 июня. Самка кладет всего одно яйцо, больше птица высидеть не может, так как она носит яйцо на лапах, прикрыв его сверху кожной складкой. Повторных кладок, по-видимому, не бывает, потому что, отложив яйцо, птица его вскоре передает, и поэтому не реагирует на его потерю. Яйцо крупное; форма его различна, от грушевидной до яйцевидной; чаще всего наблюдается переходная между вышеуказанными формами. Скорлупа довольно рыхлая, иногда имеет ярко выраженную бугорчатую поверхность, но обычно бугорки не особенно отчетливые.

Вес яйца от 330 до 544 г при среднем 454 г.

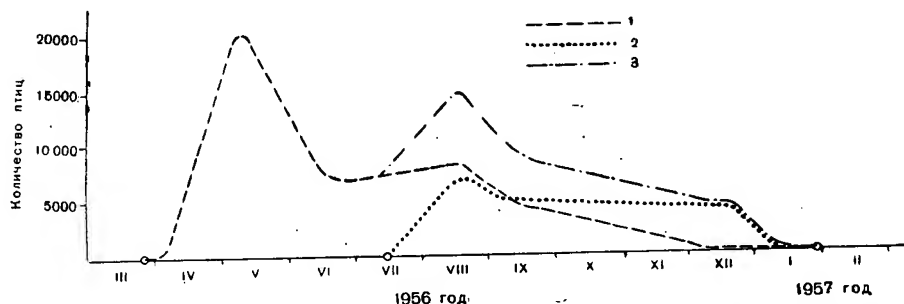


Рис. 5. График изменения численности императорских пингвинов в гнездовой колонии вблизи о-вов Хасуэлл.

1 — численность взрослых птиц; 2 — численность птенцов; 3 — общая численность птиц.

Средняя длина яйца 122 мм, при максимальной 139 мм и минимальной 106 мм. Средний диаметр 83 мм при максимальном 89 мм и минимальном 75 мм. Средний объем 412 см³ при максимальном 490 см³ и минимальном 369 см³.

После откладки яиц самки вскоре передают их самцам, а сами уходят к полынье, находящейся в то время от колонии в 25—30 км. Первые птицы стали уходить из колонии 5 мая, массовый уход начался 15 мая и закончился 5 июля, хотя отдельные птицы уходили, по-видимому, до 10 июля.

Насиживание яиц длится 65—70 дней. За это время большое количество яиц (около 1000 шт.) птицами бросается и гибнет. Первые птенцы появились 14 июля, в самый разгар зимы, а их массовое появление отмечено с 17 июля до 10 августа, последнее — около 15 августа.

Вначале птенцы почти лишены пухового покрова и совершенно беспомощны. Попадая на лед, они гибнут и должны все время находиться в сумке у родителей. Только около 20 августа, т. е. больше чем через месяц, птенцы начинают выходить на лед. К этому времени они покрываются густым серым пухом, и продолжающиеся еще сильные морозы и особенно ветры им не так страшны. Массовый выход птенцов отмечен с 25 августа, а к 20 сентября почти все уже вышли на лед. Но и после выхода на лед птенцы периодически возвращаются в сумки родителей, пока не достигают таких размеров, что не могут удержаться на лапах взрослой птицы.

Незадолго до появления птенцов к колонии начинают подходить птицы, кормившиеся все время насиживания на полынье. Они сменяют насиживающих птиц. Первые птицы подошли 10 июля, 20 июля они подходили уже массами, 25 июля начался уход насиживавших птиц

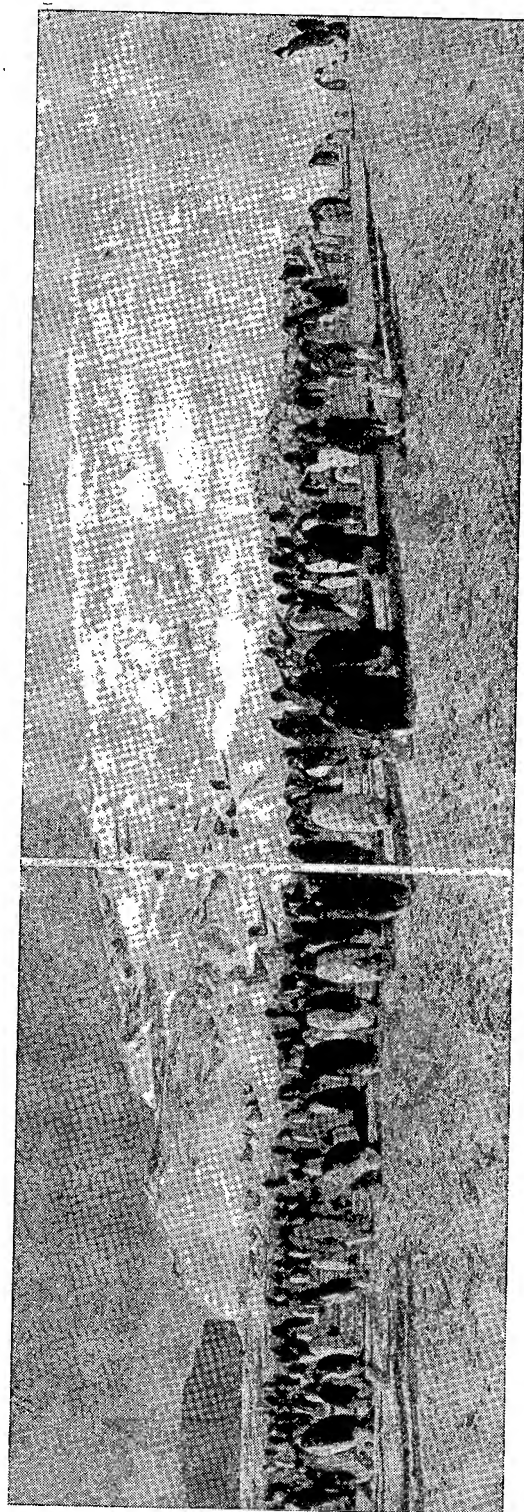


Рис. 6. Императорские пингвины с птенцами. Колония аблизи о-вов Хасуэлл. 13 сентября 1956 г.

к полынье. После этого птицы непрерывно ходили к полынье и обратно, принося корм птенцам. Такой переход при скорости хода птиц 2—3 км в час занимал около суток. Но часто приходилось в колонию было не нужно, так как каждая птица приносила 3—5 кг пищи — рыбы, головоногих моллюсков и рачков.

Кормление птенцов осуществляется, по-видимому, коллективно. С момента выхода из сумки на лед птенец уже поступает на общее воспитание (рис. 6).

Гибнут птенцы в большом количестве, особенно в период перед выходом из сумок, когда они еще окончательно не окрепли, а у взрослых птиц инстинкт согревания птенцов притупляется. Этот период, по-видимому, является наиболее тяжелым и в отношении корма, так как у подавляющего большинства погибших птенцов были пустые желудки. Всего погибло около 3000 шт. Вскоре после выхода на лед, в первой декаде сентября, птенцы временами собираются в плотные округлые группы («детские сады»), по-видимому, для согревания. Но уже в конце сентября подобного группирования не наблюдалось.

В конце ноября — начале декабря у птенцов начинается линька. У основной массы она заканчивается к середине января, и птенцы приобретают оперение, как у взрослых птиц, однако голова окрашена несколько иначе. После линьки птенцы уходят в море. Начинается их уход около 20 декабря, а заканчивается в конце января.

Взрослые птицы, которых в колонии остается

очень мало, линяют несколько позднее птенцов. Однако и они заканчивают линьку в конце января — начале февраля и уходят в море, а уже в конце марта вновь пингвины приходят на место гнездовья.

Гнездовые колонии императорских пингвинов располагаются на морском льду, только у Западного шельфового ледника птицы частично



Рис. 7. Схема передвижения колонии императорских пингвинов в гнездовой период.

1 — айсберги; 2 — свободная от льда суша; 3 — береговая линия (барьер); 4 — многолетние льды; 5 — трещины; 6 — площадь, на которой передвигалась колония; 7 — путь движения колонии; 8 — основные пути передвижения отдельных групп птиц.

заходят на низкий здесь и постепенно спускающийся к морю край шельфового ледника.

В районе Мирного колония располагается между айсбергами, передвигаясь с места на место по так называемой «Площади пингвинов» в пределах 1 км, по мере того, как загрязняется место их стоянки (рис. 7). Наиболее длительное время они задерживаются почти на одном месте в период появления птенцов, так как передвигаться с птенцами трудно.

и можно их повредить, да и стоят пингвины в это время, по-видимому, в наиболее благоприятном месте.

Во время пурги птицы сбиваются вплотную друг к другу, в хорошую погоду расположение их более рассеянное. Однако в начальный период образования колонии птицы и в хорошую погоду обычно располагаются плотными округлыми группами по несколько сот штук в каждой.

Гигантский буревестник — *Macronectes giganteus* (Gmel.)

Очень крупная птица. Единственный добытый экземпляр имел длину 92 см, размах крыльев — 2140 см, вес — 5242 г.

Это, по-видимому, залетная птица в исследованном районе. Однако возможны небольшие гнездовья в оазисах Грирсон и Вестфолль. Добытый в оазисе Вестфолль буревестник имел полностью сформированное наседное пятно.

Неоднократно наблюдался гигантский буревестник в течение лета и в районе Мирного.

Серебристо-серый буревестник — *Fulmarus glacialisoides* (Smith)

Птица средних размеров, средняя длина четырех экземпляров 480 мм, размах крыльев — 1150 мм и вес — 770 г.

На скалах оазиса Грирсон, о-вов Рёуэр и Хасуэлл образует крупные колонии, в которых насчитывается около 1000 пар. Начинает прилетать в район Мирного в последних числах сентября, а 7 октября уже колонии сформировались. Спаривание было отмечено 8 ноября, а в начале декабря на гнездах уже обнаружены яйца. Выход птенцов начинается в середине января. Кончают линять птенцы и слетают на воду в начале марта.

Капский голубь — *Daption capensis* (Lin.)

Птица средних размеров; средняя длина четырех экземпляров — 405 мм, размах крыльев — 912 мм, вес — 480 г. За пеструю окраску получила название «пеструшка». Образует небольшие колонии по несколько десятков, редко сотен штук на о. Хасуэлл, в оазисе Грирсон и на о-вах Рёуэр. Прилетает несколько позднее серебристо-серого буревестника — в первых числах октября, кладку начинает в последних числах ноября (25-го), птенцы выводятся с середины января.

Снежный буревестник — *Pagodroma nivea* (Forster)

Небольшая птица белого цвета; средняя длина трех экземпляров — 343 мм, размах крыльев — 805 мм, вес — 243 г. Образует разреженные колонии от нескольких пар до нескольких десятков, редко сотен пар. Делает гнездо в расщелинах скал и под камнями. Прилетел в район Мирного в 1956 г. с 5 октября, в оазис Бангера с 27 сентября. К 20-м числам октября колонии уже заполняются. В первой половине декабря происходит кладка яиц, а в первой половине января — вылупление птенцов. Отлетает вместе с другими буревестниками в конце февраля — начале марта, но единичными экземплярами встречался до середины мая. Гнездится не только на прибрежных скалах, но и на удаленных от берега моря на несколько десятков километров. Наиболее широко распространенный вид¹.

¹ Участниками Третьей континентальной экспедиции наблюдался весной 1958 г. на станции Пионерской в 375 км от побережья.

Антарктический буревестник — *Thalassoica antarctica* (Gmel.)

Средних размеров птица; средняя длина пяти экземпляров — 450 мм, размах крыльев — 1050 мм, вес — 717 г.

Гнездовая колония обнаружена только на о. Хасуэлл, где несколькими плотными группами гнездится около нескольких сот штук.

В первой декаде октября образует колонию и, по-видимому, первым из буревестников откладывает яйца. 25 ноября уже было много яиц. 12 января начали вылупляться птенцы. Отлетают несколько раньше других буревестников.

Вильсонова качурка — *Oceanites oceanicus* (Kuhl)

Маленькая птичка, напоминающая в полете ласточку; длина одного добытого экземпляра — 175 мм, вес — 32,7 г.

Наряду со снежным буревестником одна из наиболее распространенных птиц района. Образует также рассеянные колонии, как правило, не превышающие 10—12 гнезд, располагающихся в глубоких щелях между камнями.

Одиночная качурка 21 января была отмечена в 100 км от побережья над ледниковым плато.

Южнополярный поморник — *Stercorarius skua maccormicki* (Saund.)

Крупная птица серо-бурого цвета с более темной спиной и светлым брюшком. Встречаются как очень светлые особи, почти белые снизу и едва коричневые сверху, так и очень темные, целиком темно-коричневые.

Средняя длина двадцати девяти экземпляров 577 мм, размах крыльев 1397 мм, вес 1380 г.

Гнездится отдельными парами на ровных площадках, чаще около камней. Прилетает в середине октября. В районе Мирного первый поморник был замечен 7 октября, а в оазисе Грирсон 15 октября. В 20-х числах октября прилет заканчивается. Спаривание происходит в середине ноября. Делает гнездо из обломков лишайников, перьев и косточек мелких птиц. Откладывает по два (реже одному) пестрых яйца.

Кладка идет во второй половине ноября (25 ноября уже многие гнезда с яйцами). Выведение птенцов начинается в последних числах декабря, а в начале марта птенцы уже летают (остаются последние налетные). Гнездится обычно недалеко от колоний пингвинов Адели и императорских пингвинов, где находит себе пищу, подбирая падаль. Иногда ворует яйца и птенцов пингвинов Адели. Кормится также отходами других птиц и тюленей. В районах, где нет этих источников пищи, охотится на снежных буревестников. В воде добывает пищу неохотно.

Доминиканская чайка — *Larus dominicanus* Licht.

Залетная птица. Появлялась несколько раз в ноябре и декабре в районе Мирного (где и добыта) и в ноябре в оазисе Грирсон.

Первая особенность орнитофауны исследованного района заключается в том, что все виды, включая и залетных, циркумполярны, т. е. орнитофауна исследованного района типично антарктическая без каких-либо местных региональных элементов.

Второй особенностью орнитофауны района и всей антарктической зоны является ее бедность. Всего 8—10 гнездящихся видов. (Только на Земле Грейама гнездится до 15 видов). Это также не встречается в других районах земного шара.

Третья особенность заключается в том, что почти все гнездящиеся виды крайне южные, как правило, не образующие гнездовых колоний севернее 60° ю. ш. Только небольшие их гнездовья отмечены севернее этой параллели, главным образом в атлантическом секторе.

Поступила 2/III 1959 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Короткевич Е. С. Физико-географическая характеристика района работ Советской антарктической экспедиции 1955—1957 гг. Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 90, 1958.
2. Короткевич Е. С. Наблюдения над птицами во время первой зимовки Советской антарктической экспедиции в 1956—1957 гг. Информ. бюлл. Сов. антаркт. эксп., № 3, 1958.
3. Drygalski E. Zum Kontinent des eisigen Südens. Berlin, 1904.

ЗАМЕТКИ**ТАБЛИЦЫ ДЛЯ ВВЕДЕНИЯ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ПОПРАВОК
В ПОКАЗАНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОПРОКИДЫВАЮЩИХСЯ ТЕРМОМЕТРОВ**

Начальная стадия первичной обработки глубоководных наблюдений над температурой воды опрокидывающимися термометрами заключается во введении инструментальных поправок. Эти поправки для каждого термометра приводятся в тарифовочных свидетельствах и даются, как правило, для нескольких определенных значений температуры воды, через 2 или 4°.

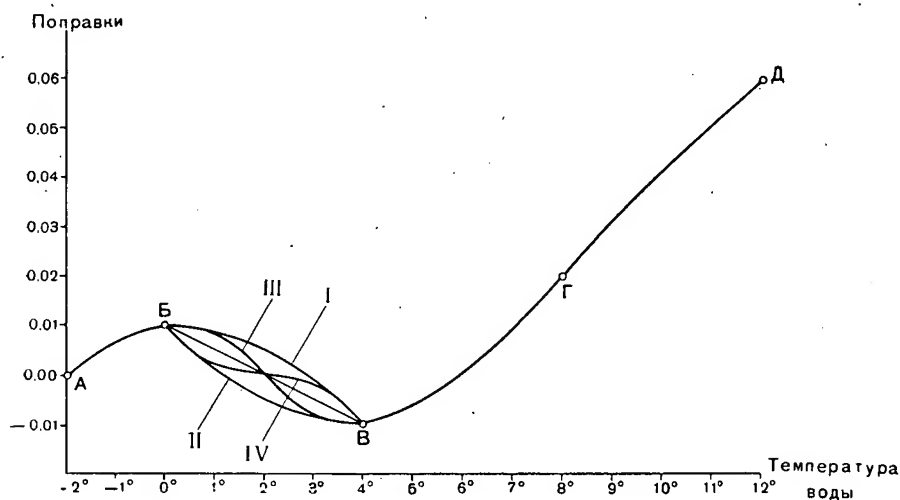


Рис. 1. График инструментальных поправок глубоководного опрокидывающегося термометра.

Поправки для любых промежуточных температур находят с помощью интерполирования или снимают с графиков инструментальных поправок, составленных по данным тарифовочных свидетельств. Интерполирование промежуточных температурных пределов в случае значительных разностей соседних поправок тарифовочного свидетельства довольно затруднительно и не избавлено от ошибок. Получение инструментальных поправок графическим путем вызывает необходимость в составлении графиков поправок для каждого из термометров, что при большом количестве последних требует значительных затрат времени.

На рис. 1 приводится примерный график инструментальных поправок глубоководного термометра. При составлении подобных графиков точки, соответствующие значениям поправок тарифовочного свидетельства, соединяются плавными кривыми. Однако в действительности промежуточные значения поправок между соседними известными значениями Б и В могут располагаться на любой из кривых I, II, III и IV, так как нам не ясен характер изменения капилляра термометра между этими точками. Таким образом, при снятии поправок с графика возможны ошибки, связанные с неточным проведением отрезков кривой между соседними значениями поправок. При осреднении всех практически бесчисленных вариантов отрезков кривых между

Таблица 1

Таблица для введения инструментальных поправок

Разности соседних поправок	Интервалы температуры			
	от -2 до 0°	от 0 до 4°	от 4 до 8°	от 8 до 12°
±0,01	-2,00	0,00	4,00	8,00
	-1,00	2,00	6,00	10,00
	0,00	4,00	8,00	12,00
±0,02	-2,00	0,00	4,00	8,00
	-1,50	1,00	5,00	9,00
	-0,50	3,00	7,00	11,00
	0,00	4,00	8,00	12,00
±0,03	-2,00	0,00	4,00	8,00
	-1,67	0,67	4,67	8,67
	-1,00	2,00	6,00	10,00
	-0,33	3,33	7,33	11,33
	0,00	4,00	8,00	12,00
±0,04	-2,00	0,00	4,00	8,00
	-1,75	0,50	4,50	8,50
	-1,25	1,50	5,50	9,50
	-0,75	2,50	6,50	10,50
	-0,25	3,50	7,50	11,50
	0,00	4,00	8,00	12,00
±0,05	-2,00	0,00	4,00	8,00
	-1,80	0,40	4,40	8,40
	-1,40	1,20	5,20	9,20
	-1,00	2,00	6,00	10,00
	-0,60	2,80	6,80	10,80
	-0,20	3,60	7,60	11,60
	0,00	4,00	8,00	12,00
±0,06	-2,00	0,00	4,00	8,00
	-1,83	0,33	4,33	8,33
	-1,50	1,00	5,00	9,00
	-1,17	1,67	5,67	9,67
	-0,83	2,33	6,33	10,33
	-0,50	3,00	7,00	11,00
	-0,17	3,67	7,67	11,67
	0,00	4,00	8,00	12,00
±0,07	-2,00	0,00	4,00	8,00
	-1,86	0,29	4,29	8,29
	-1,57	0,86	4,86	8,86

Продолж. табл. 1

Разности соседних поправок	Интервалы температуры			
	от -2 до 0°	от 0 до 4°	от 4 до 8°	от 8 до 12°
$\pm 0,07$	-1,29	1,43	5,43	9,43
	-1,00	2,00	6,00	10,00
	-0,71	2,57	6,57	10,57
	-0,43	3,14	7,14	11,14
	-0,14	3,71	7,71	11,71
	0,00	4,00	8,00	12,00
$\pm 0,08$	-2,00	0,00	4,00	8,00
	-1,88	0,25	4,25	8,25
	-1,62	0,75	4,75	8,75
	-1,38	1,25	5,25	9,25
	-1,12	1,75	5,75	9,75
	-0,88	2,25	6,25	10,25
	-0,62	2,75	6,75	10,75
	-0,38	3,25	7,25	11,25
	-0,12	3,75	7,75	11,75
$\pm 0,09$	0,00	4,00	8,00	12,00
	-2,00	0,00	4,00	8,00
	-1,89	0,22	4,22	8,22
	-1,67	0,66	4,66	8,66
	-1,44	1,11	5,11	9,11
	-1,22	1,56	5,56	9,56
	-1,00	2,00	6,00	10,00
	-0,78	2,44	6,44	10,44
	-0,56	2,89	6,89	10,89
	-0,33	3,33	7,33	11,33
$\pm 0,10$	-0,11	3,78	7,78	11,78
	0,00	4,00	8,00	12,00
	-2,00	0,00	4,00	8,00
	-1,90	0,20	4,20	8,20
	-1,70	0,60	4,60	8,60
	-1,50	1,00	5,00	9,00
	-1,30	1,40	5,40	9,40
	-1,10	1,80	5,80	9,80
	-0,90	2,20	6,20	10,20
	-0,70	2,60	6,60	10,60
	-0,50	3,00	7,00	11,00
	-0,30	3,40	7,40	11,40
	-0,10	3,80	7,80	11,80
	0,00	4,00	8,00	12,00

Таблица 2

Таблица для введения инструментальных поправок

Разности соседних поправок	Интервалы температуры						
	от -2 до 0°	от 0 до 2°	от 2 до 4°	от 4 до 6°	от 6 до 8°	от 8 до 10°	от 10 до 12°
±0,01	-2,00	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00
	-1,00	1,00	3,00	5,00	7,00	9,00	11,00
	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00	12,00
±0,02	-2,00	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00
	-1,50	0,50	2,50	4,50	6,50	8,50	10,50
	-0,50	1,50	3,50	5,50	7,50	9,50	11,50
	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00	12,00
±0,03	-2,00	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00
	-1,67	0,33	2,33	4,33	6,33	8,33	10,33
	-1,00	1,00	3,00	5,00	7,00	9,00	11,00
	-0,33	1,67	3,67	5,67	7,67	9,67	11,67
	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00	12,00
±0,04	-2,00	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00
	-1,75	0,25	2,25	4,25	6,25	8,25	10,25
	-1,25	0,75	2,75	4,75	6,75	8,75	10,75
	-0,75	1,25	3,25	5,25	7,25	9,25	11,25
	-0,25	1,75	3,75	5,75	7,75	9,75	11,75
	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00	12,00
±0,05	-2,00	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00
	-1,80	0,20	2,20	4,20	6,20	8,20	10,20
	-1,40	0,60	2,60	4,60	6,60	8,60	10,60
	-1,00	1,00	3,00	5,00	7,00	9,00	11,00
	-0,60	1,40	3,40	5,40	7,40	9,40	11,40
	-0,20	1,80	3,80	5,80	7,80	9,80	11,80
	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00	12,00
±0,06	-2,00	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00
	-1,83	0,17	2,17	4,17	6,17	8,17	10,17
	-1,50	0,50	2,50	4,50	6,50	8,50	10,50
	-1,17	0,83	2,83	4,83	6,83	8,83	10,83
	-0,83	1,17	3,17	5,17	7,17	9,17	11,17
	-0,50	1,50	3,50	5,50	7,50	9,50	11,50
	-0,17	1,83	3,83	5,83	7,83	9,83	11,83
	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00	12,00
±0,07	-2,00	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00
	-1,86	0,14	2,14	4,14	6,14	8,14	10,14
	-1,57	0,43	2,43	4,43	6,43	8,43	10,43
	-1,29	0,71	2,71	4,71	6,71	8,71	10,71
	-1,00	1,00	3,00	5,00	7,00	9,00	11,00
	-0,71	1,29	3,29	5,29	7,29	9,29	11,29
	-0,43	1,57	3,57	5,57	7,57	9,57	11,57
	-0,14	1,86	3,86	5,86	7,86	9,86	11,86
	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00	12,00
±0,08	-2,00	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00
	-1,88	0,12	2,12	4,12	6,12	8,12	10,12
	-1,62	0,38	2,38	4,38	6,38	8,38	10,38
	-1,38	0,62	2,62	4,62	6,62	8,62	10,62
	-1,12	0,88	2,88	4,88	6,88	8,88	10,88
	-0,88	1,12	3,12	5,12	7,12	9,12	11,12
	-0,62	1,38	3,38	5,38	7,38	9,38	11,38
	-0,38	1,62	3,62	5,62	7,62	9,62	11,62
	-0,12	1,88	3,88	5,88	7,88	9,88	11,88
	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00	12,00
±0,09	-2,00	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00
	-1,89	0,11	2,11	4,11	6,11	8,11	10,11
	-1,67	0,33	2,33	4,33	6,33	8,33	10,33
	-1,44	0,56	2,56	4,56	6,56	8,56	10,56
	-1,22	0,78	2,78	4,78	6,78	8,78	10,78

Продолж. табл. 2

Разности соседних поправок	Интервалы температуры						
	от -2 до 0°	от 0 до 2°	от 2 до 4°	от 4 до 6°	от 6 до 8°	от 8 до 10°	от 10 до 12°
±0,09	-1,00	1,00	3,00	5,00	7,00	9,00	11,00
	-0,78	1,22	3,22	5,22	7,22	9,22	11,22
	-0,56	1,44	3,44	5,44	7,44	9,44	11,44
	-0,33	1,67	3,67	5,67	7,67	9,67	11,67
	-0,11	1,89	3,89	5,89	7,89	9,89	11,89
	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00	12,00
±0,10	-2,00	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00
	-1,90	0,10	2,10	4,10	6,10	8,10	10,10
	-1,70	0,30	2,30	4,30	6,30	8,30	10,30
	-1,50	0,50	2,50	4,50	6,50	8,50	10,50
	-1,30	0,70	2,70	4,70	6,70	8,70	10,70
	-1,10	0,90	2,90	4,90	6,90	8,90	10,90
	-0,90	1,10	3,10	5,10	7,10	9,10	11,10
	-0,70	1,30	3,30	5,30	7,30	9,30	11,30
	-0,50	1,50	3,50	5,50	7,50	9,50	11,50
	-0,30	1,70	3,70	5,70	7,70	9,70	11,70
	-0,10	1,90	3,90	5,90	7,90	9,90	11,90
	0,00	2,00	4,00	6,00	8,00	10,00	12,00

Таблица 3

Таблица для введения инструментальных поправок
(вспомогательный термометр)

Разности соседних поправок	Интервалы температуры				
	от -20 до -10°	от -10 до 0°	от 0 до 10°	от 10 до 20°	от 20 до 30°
±0,1	-20,0	-10,0	0,0	10,0	20,0
	-15,0	-5,0	5,0	15,0	25,0
	-10,0	0,0	10,0	20,0	30,0
±0,2	-20,0	-10,0	0,0	10,0	20,0
	-17,5	-7,5	2,5	12,5	22,5
	-12,5	-2,5	7,5	17,5	27,5
	-10,0	0,0	10,0	20,0	30,0
±0,3	-20,0	-10,0	0,0	10,0	20,0
	-18,3	-8,3	1,7	11,7	21,7
	-15,0	-5,0	5,0	15,0	25,0
	-11,7	-1,7	8,3	18,3	28,3
	-10,0	0,0	10,0	20,0	30,0
±0,4	-20,0	-10,0	0,0	10,0	20,0
	-18,8	-8,8	1,2	11,2	21,2
	-16,2	-6,2	3,8	13,8	23,8
	-13,8	-3,8	6,2	16,2	26,2
	-11,2	-1,2	8,8	18,8	28,2
	-10,0	0,0	10,0	20,0	30,0
±0,5	-20,0	-10,0	0,0	10,0	20,0
	-19,0	-9,0	1,0	11,0	21,0
	-17,0	-7,0	3,0	13,0	23,0
	-15,0	-5,0	5,0	15,0	25,0
	-13,0	-3,0	7,0	17,0	27,0
	-11,0	-1,0	9,0	19,0	29,0
	-10,0	0,0	10,0	20,0	30,0
±0,6	-20,0	-10,0	0,0	10,0	20,0
	-19,2	-9,2	0,8	10,8	20,8
	-17,5	-7,5	2,5	12,5	22,5
	-15,8	-5,8	4,2	14,2	24,2
	-14,2	-4,2	5,8	15,8	25,8
	-12,5	-2,5	7,5	17,5	27,5
	-10,8	-0,8	9,2	19,2	29,2
	-10,0	0,0	10,0	20,0	30,0

Продолж. табл. 3

Разности соседних поправок	Интервалы температуры				
	от -20 до -10°	от -10 до 0°	от 0 до 10°	от 10 до 20°	от 20 до 30°
±0,7	-20,0	-10,0	0,0	10,0	20,0
	-19,3	-9,3	0,7	10,7	20,7
	-17,8	-7,8	2,1	12,1	22,1
	-16,4	-6,4	3,6	13,6	23,6
	-15,0	-5,0	5,0	15,0	25,0
	-13,6	-3,6	6,4	16,4	26,4
	-12,1	-2,1	7,8	17,8	27,8
	-10,7	-0,7	9,3	19,3	29,3
	-10,0	0,0	10,0	20,0	30,0
±0,8	-20,0	-10,0	0,0	10,0	20,0
	-19,4	-9,4	0,6	10,6	20,6
	-18,1	-8,1	1,9	11,9	21,9
	-16,9	-6,9	3,1	13,1	23,1
	-15,6	-5,6	4,4	14,4	24,4
	-14,4	-4,4	5,6	15,6	25,6
	-13,1	-3,1	6,9	16,9	26,9
	-11,9	-1,9	8,1	18,1	28,1
	-10,6	-0,6	9,4	19,4	29,4
	-10,0	0,0	10,0	20,0	30,0
±0,9	-20,0	-10,0	0,0	10,0	20,0
	-19,4	-9,4	0,6	10,6	20,6
	-18,3	-8,3	1,7	11,7	21,7
	-17,2	-7,2	2,8	12,8	22,8
	-16,1	-6,1	3,9	13,9	23,9
	-15,0	-5,0	5,0	15,0	25,0
	-13,9	-3,9	6,1	16,1	26,1
	-12,8	-2,8	7,2	17,2	27,2
	-11,7	-1,7	8,3	18,3	28,3
	-10,6	-0,6	9,4	19,4	29,4
±0,10	-10,0	0,0	10,0	20,0	30,0
	-20,0	-10,0	0,0	10,0	20,0
	-19,5	-9,5	0,5	10,5	20,5
	-18,5	-8,5	1,5	11,5	21,5
	-17,5	-7,5	2,5	12,5	22,5
	-16,5	-6,5	3,5	13,5	23,5
	-15,5	-5,5	4,5	14,5	24,5
	-14,5	-4,5	5,5	15,5	25,5
	-13,5	-3,5	6,5	16,5	26,5
	-12,5	-2,5	7,5	17,5	27,5
	-11,5	-1,5	8,5	18,5	28,5
	-10,5	-0,5	9,5	19,5	29,5
	-10,0	0,0	10,0	20,0	30,0

точками *Б* и *В* мы получим отрезок прямой *БВ*. Погрешности будут уменьшаться при снятии значения поправок с этой прямой. Следовательно, точки, соответствующие поправкам тарировочного свидетельства, следует соединять на графике не кривыми, а отрезками прямой линии.

Для ускорения введения инструментальных поправок нами составлены интерполяционные таблицы, в которых приводятся температурные пределы для различных значений разностей соседних поправок тарировочных свидетельств. Разности поправок, помещенные в таблицах, позволяют применять подобные таблицы для любых опрокидывающихся термометров. Табл. 1 составлена для термометров, в тарировочных свидетельствах которых приводятся инструментальные поправки для температуры воды —2, 0, 4, 8, 12° и далее через 4°. Табл. 2 составлена для термометров, у которых основные значения инструментальных поправок даются через каждые 2° (—2, 0, 2, 4, 6, 8° и т. д.). И, наконец, табл. 3 составлена для введения инструментальных поправок в показания вспомогательных термометров, для которых в тарировочных свидетельствах основные значения поправок приводятся через каждые 10° (—20, —10, 0, 10, 20, 30°).

Таблицы составлялись путем интерполирования, с помощью номограмм, одна из которых приводится на рис. 2. На этой номограмме по горизонтальной оси откладывается температура воды. От этой оси для каждого интервала температуры (от -2 до 0° , от 0 до 4° , от 4 до 8° , от 8 до 12°) проводится по 10 отрезков прямой, соответствующих разности соседних поправок тарировочных свидетельств от $0,01$ до $0,10$. Методом обычного прямолинейного интерполирования эти отрезки делились пропорционально на необходимое число частей, и в соответствии с этим на горизонтальной оси были найдены температурные пределы каждой разности поправок для табл. 1. Аналогичным образом были составлены табл. 2 и 3.

При введении поправок для каждого термометра надо подсчитать по тарировочному свидетельству разность соседних поправок и по ней найти в интерполяционной таблице температурные пределы для конкретных поправок, составивших эту разность.

Способ пользования таблицами при введении инструментальных поправок в показания опрокидывающихся термометров приводится на примере.

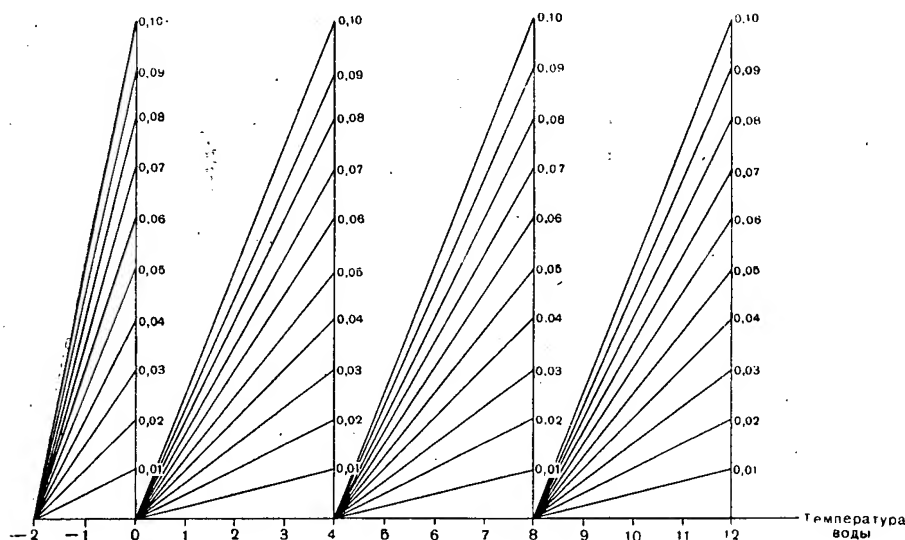


Рис. 2. Интерполяционная номограмма.

Пример. Глубоководный опрокидывающийся термометр № 12623 согласно тарировочному свидетельству имеет следующие значения инструментальных поправок:

при -2°	0,00
» 0	0,01
» 4	-0,01
» 8	0,02
» 12	0,06

Значения разностей соседних поправок тарировочного свидетельства будут следующие:

от -2 до 0°	-0,01
» 0 до 4	0,02
» 4 до 8	-0,03
» 8 до 12	-0,04

Для указанного термометра применяется табл. 1. Из нее по полученным значениям разностей надо взять температурные пределы и справа от них вписать поправки, составляющие эти разности.

Для иллюстрации сказанного приводим часть табл. I., с внесенными в нее поправками для данного термометра:

Разности соседних поправок	Интервалы температуры							
	от -2 до 0°	поправки	от 0 до 4°	поправки	от 4 до 8°	поправки	от 8 до 12°	поправки
± 0,01	-2,00	0,00	0,00	—	4,00	—	8,00	—
	-1,00	0,01	2,00	—	6,00	—	10,00	—
	0,00		4,00		8,00		12,00	
± 0,02	-2,00	—	0,00		4,00	—	8,00	—
	-1,50	—	1,00	0,01	5,00	—	9,00	—
	-0,50	—	3,00	0,01	7,00	—	11,00	—
	0,00	—	4,00	-0,01	8,00	—	12,00	—
± 0,03	-2,00	—	0,00		4,00	-0,01	8,00	—
	-1,67	—	0,67	—	4,67	0,00	8,67	—
	-1,00	—	2,00	—	6,00	0,01	10,00	—
	-0,33	—	3,33	—	7,33	0,01	11,33	—
	0,00	—	4,00	—	8,00	0,02	12,00	—
± 0,04	-2,00	—	0,00		4,00	—	8,00	0,02
	-1,75	—	0,50	—	4,50	—	8,50	0,03
	-1,25	—	1,50	—	5,50	—	9,50	0,04
	-0,75	—	2,50	—	6,50	—	10,50	0,05
	-0,25	—	3,50	—	7,50	—	11,50	0,05
	0,00	—	4,00	—	8,00	—	12,00	0,06

По этим данным составляется, как обычно, вспомогательная табличка, которая и применяется при введении инструментальных поправок в показания взятого термометра:

Температурные пределы	Поправки
-2°00	0,00
-1,00	0,01
1,00	0,00
3,00	-0,01
4,67	0,00
6,00	0,01
7,33	0,02
8,50	0,03
9,50	0,04
10,50	0,05
11,50	0,05
12,00	0,06

Введение инструментальных поправок в показания вспомогательного термометра производится аналогичным способом, с помощью табл. 3.

Применение подготовленных нами интерполяционных таблиц избавляет от необходимости составления графиков инструментальных поправок для каждого термометра и от ошибок, возможных при снятии поправок с подобных графиков. Таблицы ускоряют работу и позволяют получать поправки для любых термометров чисто механическим путем, минуя ошибки, связанные с интерполированием.

Поступила 25/XII 1957 г.

В. А. Шамонтьев

О ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕЧЕНИЙ НАВИГАЦИОННЫМ СПОСОБОМ

Как известно, в навигационном способе измерения течений вектор течения определяется разностью счислимого и обсервованного мест идущего корабля. Таким образом, точность обсервации и счисления пути судна определяет в конечном итоге и точность измерения течений.

В настоящее время в практике гидрографических работ получил широкое распространение опыт определения мест промерного судна с помощью радиоинтерференционных фазометрических устройств. Ошибки в определении места с помощью этих устройств не превышают размеров самого судна, поэтому при измерении течений навигационным способом величиной ошибки в обсервованном месте судна можно пренебречь.

Ошибки в счислимом месте судна обусловлены действием течения, не учитываемого лагом, и дрейфом судна, если им пренебрегают при счислении.

Выясним возможные величины ошибок в определении течений, которые возникают в случае неучета дрейфа при счислении.

Допустим, что судно в начальный момент времени находилось в точке A (рис. 1). Следуя курсом $ИК$ и имея скорость по лагу V_L , через единицу времени оно придет в точку C . Пусть на этот момент получено обсервованное место в точке B . Если за время перехода отсутствовал дрейф, величина скорости течения определится отрезком CB .

Предположим теперь, что судно во время перехода имело дрейф, который не учитывался и составлял с курсом угол α . Тогда действительное счислимое место должно

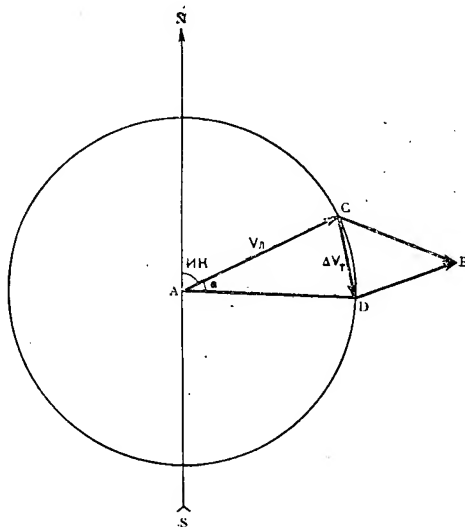


Рис. 1.

получиться в точке D , а величина скорости течения определится отрезком DB . Очевидно, что величина CD в этом случае и представит ошибку определения скорости течения, причем направление CD будет совпадать с направлением ветра.

Выясним теперь величину этой ошибки. Из треугольника ACD найдем:

$$CD = AC \frac{\sin \alpha}{\cos \frac{\alpha}{2}} = AC 2 \sin \frac{\alpha}{2}.$$

Обозначим $CD = \Delta V_T$, и, так как AC равно скорости по лагу V_L , последнее выражение примет вид:

$$\Delta V_T = V_L 2 \sin \frac{\alpha}{2}. \quad (1)$$

Угол дрейфа имеет величину порядка нескольких градусов, поэтому с достаточной для практики точностью можно положить:

$$\sin \frac{\alpha}{2} = \frac{\alpha}{2} \sin 1^\circ.$$

Подставив последнее выражение в (1), найдем:

$$\Delta V_T = V_L \alpha \sin 1^\circ. \quad (2)$$

Имея скорость по лагу в узлах, угол дрейфа в градусах, а ошибку ΔV_T в см/сек, получим:

$$\Delta V_T = \frac{185\,200}{3600} 0,0175 \alpha V_L \quad (3)$$

или

$$\Delta V_T = 1,1 \alpha V_L$$

Из этого выражения видно, что ошибка ΔV_T пропорциональна углу дрейфа и скорости судна по лагу. Приняв в среднем скорость движения судна равной 6 узлам, при $\alpha = 1^\circ$ уже будем иметь $\Delta V_T = 7$ см/сек, аналогичным образом при $\alpha = 2^\circ$ $\Delta V_T = 13$ см/сек и при $\alpha = 3^\circ$ $\Delta V_T = 20$ см/сек.

Углы дрейфа в пределах $1-3^\circ$ обычно трудно определяются на практике, и поэтому приведенные в примере погрешности неизбежны при измерении течений рассматриваемым способом.

Эти погрешности не имеют существенного значения в районах с большими скоростями течений, но они приобретают особое значение в арктических морях, где зачастую величина указанной ошибки соизмерима с самой скоростью течения.

Ранее уже указывалось, что направление вектора этой ошибки совпадает с направлением, в котором дует ветер. Таким образом, зная направление ветра и рассчитав ΔV_T по формуле (3), можно составить представление о возможной погрешности определения течения и критически оценить полученные данные. Очевидно, что максимальные значения ошибок определения скорости течения соответствуют случаю коллинеарности векторов ветра и течения.

Поступила 19/II 1958 г.

Н. Ф. Кудрявцев

ИНФОРМАЦИЯ**КРАТКОСРОЧНОЕ РАДИОПРОГНОЗИРОВАНИЕ НА РАДИОЛИНИИ
О. ДИКСОНА — МОСКВА В НАВИГАЦИЮ 1958 г.**

С августа по ноябрь 1958 г. сотрудники обсерватории о. Диксона О. Л. Саловский и Л. А. Юдович провели краткосрочное прогнозирование прохождения коротких радиоволн на трассе о. Диксона — Москва. В течение суток составлялось четыре прогноза заблаговременностью на 6 час. Прогнозирование велось согласно руководству и методике, разработанным в Арктическом и антарктическом институте.

По мере накопления опыта в получении исходных данных улучшалось качество составляемых прогнозов. В октябре — ноябре оправдываемость прогнозов времени непрохождения волн была равна 86,8%, оправдываемость рекомендаций рабочих частот составила 89%.

Поступила 17/II 1959 г.

Л. П. Куперов

**ЗИМНЕ-ВЕСЕННИЕ ЭКСПЕДИЦИИ АРКТИЧЕСКОГО И АНТАРКТИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА В 1959 г.**

В 1959 г. первой начала работу в Арктике экспедиция по расстановке вех (начальник В. Г. Канаки). Личный состав экспедиции вылетел из Ленинграда в начале марта. Основной ее задачей является расстановка радиовех и дрейфующих автоматических радиометеорологических станций (ДАРМС) в морях Советской Арктики и в Арктическом бассейне. По плану должно быть установлено 26 радиовех, в том числе 12 ДАРМС. Экспедиция имеет в своем распоряжении три самолета ЛИ-2 на лыжах. Сигналы радиовех и ДАРМС принимаются береговыми радиостанциями и используются для составления прогнозов погоды и состояния льдов на Северном морском пути. Кроме того, программой работ этой экспедиции предусматривается исследование физико-механических свойств льда, наблюдения над снежным покровом в районе установки радиовех и др.

В середине марта 1959 г. приступила к работе в Арктике Высокоширотная воздушная экспедиция (начальник М. М. Никитин), главными задачами которой являются: 1) смена личного состава и снабжение дрейфующей станции «Северный полюс-6», 2) эвакуация личного состава и вывоз материальных ценностей с дрейфующей станции «Северный полюс-7», 3) организация новой дрейфующей станции «Северный полюс-8» к северо-востоку от о. Врангеля и 4) проведение научных океанографических наблюдений в арктических морях.

В институте закончена подготовка новой смены личного состава дрейфующих станций, которые будут возглавлять кандидат географических наук В. С. Антонов (станция «Северный полюс-6») и младший научный сотрудник В. М. Рогачев (станция «Северный полюс-8»). Личный состав дрейфующей станции «Северный полюс-8» укомплектован молодыми научными сотрудниками института. Для обеих станций подготовлено и направлено в Арктику научное оборудование и снаряжение. Личный состав дрейфующих станций в начале апреля вылетел в Арктику.

В феврале и марте 1959 г. выполнена ледовая разведка арктических морей и Арктического бассейна (руководители А. Л. Соколов и Е. Г. Ковалев). Полученные данные будут использоваться для прогноза ледовых условий на Северном морском пути в навигацию 1959 г.

13 марта 1959 г. из Москвы вылетела группа сотрудников института, в составе Н. Н. Еремина (актинометрист), Г. И. Гудеевой (метеоролог) и А. Н. Воробьева (аэролог) под руководством старшего научного сотрудника Н. В. Мустафина (океано-

лог) для инспекции научных наблюдений на 26 полярных станциях в восточном районе Арктики. Кроме специалистов института, в состав группы входят представители Отдела полярных станций Главсевморпути и Главного управления Гидрометслужбы СССР.

Группа сотрудников института во главе с Р. М. Галкиным и Л. Н. Жигаловым приступила к работе на магнитных пунктах векового хода. Предусмотрено определение средних суточных значений магнитных элементов в 17 пунктах, расположенных вдоль всей трассы Северного морского пути. К 1 апреля эти работы закончены на мысе Желания, о. Уединения, мысе Стерлегова и в Усть-Таймуре.

Из Ленинграда в Мурманск выехали участники экспедиции (начальник В. А. Шамонтьев) для выполнения океанографических исследований по программе Международного геофизического сотрудничества в Гренландском море. Работы этой экспедиции будут проводиться на г/с «Шторм». Одновременно по согласованной программе будут выполняться океанологические исследования и другими научными учреждениями.

Поступила 4/IV 1959 г.

М. П. Козлов

ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

**«АРКТИЧЕСКАЯ БИБЛИОГРАФИЯ» АРКТИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ**

С давних времен люди стремились проникнуть как можно дальше на север, чтобы воспользоваться его богатствами и найти путь по северным морям в далекую Индию. Постепенно накапливались знания о природе севера, раскрывались его тайны. Мало-помалу среди отдельных описаний путешествий стали появляться научные труды, в которых делались попытки проникнуть в сущность явлений, обобщить накопленные факты и найти закономерности природы.

Одним из первых глубоких научных обобщений особенностей многих физических явлений на севере являются труды великого русского ученого М. В. Ломоносова, но отдельные эпизодические наблюдения не могли полностью удовлетворить все возрастающий интерес к изучению полярных стран.

Известный арктический исследователь Карл Вейпрехт в 1875 г. выдвинул проект об одновременном исследовании полярных стран различными государствами по единой программе. В 1879 г. этот проект был рассмотрен Международным конгрессом, и после большой организационной работы было назначено проведение Первого международного полярного года (август 1882—август 1883 г.). В нем приняли участие 12 стран. Результаты работ были опубликованы в 36 томах.

Однако полученных материалов было недостаточно. Жизнь требовала более быстрого, полного и глубокого изучения полярных стран. Возникла идея повторить опыт совместного их исследования различными государствами. В 1929 г. было вынесено решение о проведении Второго международного полярного года (август 1932 г.—август 1933 г.). В нем приняли участие уже 34 страны. Научные результаты этого мероприятия тоже были более значительными.

Большую роль в изучении полярных стран и популяризации знаний о них играют специальные научно-исследовательские институты. Они имеются почти в каждом государстве, интересы которого связаны с Арктикой или Антарктикой. Таковы Арктический и антарктический институт в Советском Союзе, Полярный институт им. Скотта в Англии, Полярная экспедиция П. Э. Виктора во Франции, Полярный институт в Норвегии, Арктический институт в Северной Америке и его филиалы, а также некоторые другие.

Эти институты выпускают периодические издания и различные научные труды, в которых публикуются результаты исследований. Число таких работ неуклонно растет. Одновременно увеличивается количество прикнижных и пристатейных списков и библиографических указаний по отдельным частным вопросам.

Так, в Арктическом институте в журнале «Проблемы Арктики» из номера в номер печатались списки новых работ по различным вопросам изучения Арктики. Кроме того, были составлены отдельные тематические библиографии, например, указатель «Новая Земля» (Л., 1935). Библиография по истории исследования Арктики А. Ф. Шидловского (приложение к книге М. А. Дьяконова «Путешествие в полярные страны», Л., 1933) и многие другие прикнижные и пристатейные списки литературы.

В последние годы Арктический институт Северной Америки сделал попытку создать сводный ретроспективно-регистрационный библиографический указатель, включающий комплекс вопросов по всестороннему исследованию Арктики. Эта работа проводится для Департамента обороны и совместно с ним и финансируется учреждениями армии, флота и военно-воздушных сил. Представителями этих же учреждений был выработан проект указателя. За осуществлением проекта наблюдает специальный руководящий комитет, состоящий из библиотечных работников, ученых, представителей военных организаций и сотрудников Арктического института Северной Америки. Председателем комитета является Генри Коллинз.

К этой очень большой работе Арктический институт Северной Америки приступил в 1947 г. Составление указателя производится группой из 11 чел. В ее состав

ARCTIC BIBLIOGRAPHY

PREPARED FOR AND IN COOPERATION WITH
THE DEPARTMENT OF DEFENSE

UNDER THE DIRECTION OF
THE ARCTIC INSTITUTE OF
NORTH AMERICA

VOLUME I



DEPARTMENT OF DEFENSE
1953

Рис. 1.

входят ученые и библиографы. Всю работу возглавляет директор Проекта «Арктической библиографии» Мэри Тремейн.

Многотомное издание «Арктическая библиография» включает книги и статьи на разных языках (в том числе и на русском) из периодических журналов и сборников по различным вопросам исследования Арктики: океанографии, метеорологии, гляциологии, земному магнетизму, полярным сияниям, мерзлоте, социальным проблемам и т. д. «Арктическая библиография» состоит из двух частей: списка работ в алфавитном порядке и предметно-географического указателя. Название каждой иностранной работы переведено на английский язык. Вся литература просмотрена по первоисточникам и проаннотирована. Аннотации достаточно полно раскрывают содержание книг и статей. Кроме того, указаны даты жизни автора и библиотека, где имеется данная работа.

В предметно-географическом указателе приведены фамилия автора, сокращенное название труда, дата его опубликования и номер в алфавитном списке. Все эти данные помещены под той или иной предметно-географической рубрикой. Предметные рубрики представляют собой основные дисциплины (астрономия, ботаника, экономика, география, геология, гляциология, метеорология, океанография и т. д.). Широко используется система взаимоссылок. Имеется 69 географических рубрик — районов, которые также взаимно связаны с предметными.

Первые три тома «Арктической библиографии» вышли в 1953 г. Тома I и II представляют собой аннотированный алфавитный список книг и статей (20 тысяч названий), вышедших преимущественно в XIX и XX вв., том III — предметно-географический указатель к ним.

В последующих томах список литературы и указатель к нему объединены в одном томе.

При отборе литературы отдавалось предпочтение описаниям экспедиций и научным результатам, сделанным самими исследователями и учеными. Основные арктические журналы или журналы, включающие арктическую тематику, просматривались с начала их издания. Учитывались также второстепенные для арктической тематики журналы. В помещенном в томе I списке просмотренных журналов указано 1292 названия.

Все последующие тома согласно плану издания наряду с текущей и новейшей литературой включают более старые издания, которые по тем или иным причинам не вошли в предыдущие выпуски.

В 1954 г. вышел том IV библиографии. Он имеет 7628 названий. В нем самое большое место занимают работы по медицине и биологии для условий низких температур, заметно увеличилось количество скандинавских и финских материалов.

В том V Арктической библиографии (1954 г.) вошло 5494 работы. Почти половина настоящего тома посвящена проблемам здоровья, приспособления к холодному климату и жизни населения севера.

Том VI (1956 г.) включает 5285 работ. Основное место по численности в этом томе занимают работы по геологии и минеральным ресурсам, географии, зоологии, медицине, физиологии и вопросам влияния низких температур на организм. В этом томе, как отмечается в предисловии, помещено «необычно много русских работ» на три основные темы: высокоширотные экспедиции и дрейфующие станции «Северный полюс-3» и «Северный полюс-4», исследования подводного хребта Ломоносова и материалы о происхождении и дрейфе ледяных островов.

Последний из имеющихся в нашем распоряжении том VII вышел в 1957 г. В нем раскрыто содержание 5054 работ. Среди них второе место по численности после работ на английском языке занимают труды русских авторов (2884 на английском и 1184 на русском языках). По тематике продолжают преобладать работы по медицине, биологии на Крайнем Севере и по вопросам влияния низких температур организма на организм.

Во всех семи томах «Арктической библиографии» раскрыто содержание 43 464 названий книг и статей.

Работа по изданию библиографии продолжается.

Создание такого капитального труда является выдающимся событием в развитии библиографии. Этот справочник представляет ценность не только тем, что в нем собрано такое огромное количество материала, но и тем, что подробные аннотации к каждой работе дают о ней исчерпывающее представление. Текущая библиография отражает широкий размах работ по освоению Арктики — строительство на Крайнем Севере, транспорт и связь, а также относящиеся к ним вопросы техники, изучение свойств льда, методы борьбы со льдом и вечно мерзлым грунтом.

Выдающиеся успехи советских исследований в Арктике (работы дрейфующих станций, высокоширотных экспедиций и т. д.) нашли свое отражение в увеличении числа работ, включенных в последние два тома (VI и VII) библиографии. На это обращает внимание в предисловии председатель руководящего комитета Арктической библиографии Генри Коллинз. До шестого тома русских работ помещалось значительно меньше, чем их было опубликовано.

К сожалению, ни в одной из вступительных статей не сказано, существует какой-нибудь принцип отбора литературы или составители стремятся исчерпать всю

имеющуюся литературу, а поскольку каждый новый том включает какой-то процент работ за прошлые годы, трудно ориентироваться пропущена та или иная работа, или она войдет в последующие тома.

То, что все работы в Арктической библиографии помещены в алфавитном порядке, несколько затрудняет пользование ими при подборе литературы на определенную тему. Кроме того, возникают трудности при отыскании работ, не имеющих автора. Эти работы включены в библиографию либо по назначению источника, где они напечатаны, либо по названию учреждения, издавшего эту работу, либо по названию учреждений, организовавшего ту или иную экспедицию, если речь идет об экспедиции, либо даже под названием страны (Норвегия, СССР, США и т. д.).

Такое разнообразие в размещении работ без автора, с нашей точки зрения, не совсем удобно, но составители, очевидно, имели основательные доводы для подобного расположения материала, ибо как эти, так и другие вопросы определяются принятой составителями точкой зрения.

Необходимо отметить исключительно серьезный подход к созданию этого капитального труда, тщательность и аккуратность в его выполнении. Указатель представляет большую ценность для различных специалистов, занимающихся изучением Арктики, и продолжение этого труда крайне необходимо.

Поступила 20/III 1959 г.

З. С. Романович

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
3	20-я сверху	Птицы Восточной Антарктиды 91 $T_2 =$	Птицы Восточной Антарктиды 95 $T_2 =$
18	1-я снизу	$= \sqrt{(T_2' \sin \alpha_2' R_{x_2}) + (T_2' \cos \alpha_2' - P_2)^2}$	$= \sqrt{(T_2' \sin \alpha_2' + R_{x_2})^2 + (T_2' \cos \alpha_2' - P_2)^2}$

6 p. 60 κ.